

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ И ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОСАДКИ ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ордена трудового красного знамени геологический институт

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ И ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОСАДКИ ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Труды, вып. 436

Основаны в 1932 году



МОСКВА "НАУКА" 1989

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

VOLCANIC UPLIFTS AND DEEP-SEA SEDIMENTS IN EASTERN CENTRAL ATLANTIC

Transactions, vol. 436

Авторы: И.И. Бебешев, Б.П. Золотарев, В.А. Ерощев-Шак, А.В. Ильин, В.И. Дворов, И.М. Варенцов, В.А. Гуцаки, А.А. Рихтер, О.А. Шмидт, В.И. Падучих, С.В. Шипунов, Н.Г. Музылев, Л.А. Головина, А.Я. Данильченко, В.А. Дриц, А.И. Горшков, Т.А. Прилуцкая, Д.Б. Богатырев

Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики / И.И. Бебешев, Б.П. Золотарев, В.А. Ерощев-Шак и др. — М.: Наука, 1989. — 247 с. — (Тр. ГИН; Вып. 436). — ISBN 5-02-001969-0

Приведены оригинальные данные геолого-геофизических, литологических, минералогических исследований поднятий Центральной Атлантики по материалам 1-го рейса нис "Академик Николай Страхов".

Геолого-геофизические исследования включают описание фактического материала и анализ развития структурно-морфологических элементов дна океана. Результаты литологических, петрохимических, геохимических исследований отличаются значительной новизной и разработкой концептуальных моделей. К последним относятся исследования петрохимической эволюции толентового щелочного вулканизма плит. широкомасштабных гидротермальных преобразований пород субстрата — палыгорскитизации, фосфатизации и железомарганцевой минерализации. Показаны наложение гидрогенных явлений на гидротермальные продукты и их роль в истории кайнозойской седиментации. Табл. 41. Фолотабл. 24. Ил. 102. Библиогр.: 217 назв.

Рецензенты: Г.Б. Удиниев, А.И. Конюхов

Редакционная коллегия: член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев (главный редактор), В.Г. Гербова, член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников

> Ответственный редактор член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев

> > Редактор Л.Л. Герман Редактор издательства А.В. Копп

Reviewers: G.B. Udintsev, A.I. Konjukhov

Editorial board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev (Edito-in-Chief), V.G. Gerbova, Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences A.L. Knipper, V.A. Kracheninnikov

Responsible editor Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev

1805040600-282 388-89, кн. 2 055(02)-89

© Издательство "Наука", 1989

ISBN 5-02-001969-0

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первый рейс нис "Академик Николай Страхов" проведен в соответствии с планами научно-исследовательских работ по проектам "Седимент" (научный руководитель член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев) и "Литос" (научный руководитель академик Ю.М. Пущаровский). Основная научная цель рейса — выполнение комплексных геолого-геофизических, литолого-петрографических и геохимических исследований современных осадков, осадочных и вулканических пород, а также геохимических исследований морской воды в отдельных районах восточного сектора Центральной Атлантики.

Район работ (отдельные полигоны и геолого-геофизические профили) окватывает различные структурно-морфологические элементы дна Атлантического океана: разные по глубинности участки абиссальных плит и подводные вулканические горы, развитые на абиссальных плитах, характеризующихся различной мощностью, подводные вулканические поднятия Атлантис, Круизер, Крылова, гору Безымянную-640¹ и примыкающие к ним осадки абиссальных равнин.

Руководство экспедицией осуществлялось начальником экспедиции И.И. Бебешевым (ГИН АН СССР) и его заместителями — научным руководителем 1-го рейса Б.П. Золотаревым (ГИН АН СССР), В.А. Ерощевым-Шак (ГИН АН СССР) и Н.Н. Заличевым (заместитель начальника ОМЭР Президиума АН СССР). Специальные виды работ проводились под руководством начальников отрядов А.В. Ильина (АКИН АН СССР), О.А. Шмидта (ГИН АН СССР), В.И. Падучих (ГИН АН СССР), В.И. Дворова (ГИН АН СССР) и А.С. Букина (ГИН АН СССР). Корректирование и создание новых программ для ЭВМ выполнялись старшим инженером А.Э. Петрушенасом (нис "Академик Николай Страхов"). Координация экспедиционных работ и ведение всей документации осуществлялись ученым секретарем экспедиции Г.Б. Ермаковой.

Собранный материал обрабатывался в соответствующих лабораториях Геологического института АН СССР и Научно-исследовательского института геологии при Саратовском университете им. Н.Г. Чернышевского.

Анализ полученного материала позволил охарактеризовать тектоническое строение и рельеф дна Восточной Атлантики, петрохимические особенности вулканических пород, слагающих подводные поднятия, и их гидротермальные изменения. Выделены фации современных осадков различных ландшафтных зон дна океана, установлены и изучены источники сноса осадочного материала, участвующего в формировании донных отложений.

Показано, что палыгорскит, железистый смектит и железистая глауконит-селадонитовая гидрослюда образуются при изменении базальтов, слагающих подводные горы, и разносятся на обширные пространства Восточной Атлантики. Установлено также, что источниками Mn в железистомарганцевых корках, развитых на поверхности гидротермально измененных базальтовых и апобазальтовых пород, служат как породы субстрата, так и морская вода.

¹ В англоязычной литературе гора Рокет (Rocett).

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ГЛАВА ПЕРВАЯ Структурно-тектоническая позиция района исследований

Большинство современных представлений о происхождении и развитии дна океана основано на критериях тектоники литосферных плит. Структура океанического дна рассматривается как следствие процессов спрединга земной коры в осевых зонах срединно-океанических хребтов. При этом возможность существенных преобразований структуры с удалением от центров спрединга исключается. Некоторое ослабление столь жесткой позиции наметилось в последние годы в связи с разработкой концепции внутриплитовой тектоники. Однако масштабы этого явления оцениваются пока в самых общих чертах, на глобальном удовне. Обсуждение проблемы строения земной коры на таком уровне создает опасную иллюзию однообразия тектонических процессов на дне океана. Вместе с тем однозначность интерпретации данных о структуре дна сразу теряется, как только мы начинаем переходить с глобального уровня на регламентированный. Объективность выводов особенно возрастает в тех случаях, когда в региональных рамках исследуется один класс океанических структур. Именно такого типа исследования были проведены летом 1985 г. в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" Геологического института AH CCCP.

Район исследований 1-го рейса нис "Академик Николай Страхов" расположен в восточном секторе Центральной Атлантики. Эта часть Атлантического океана в структурно-тектоническом отношении подразделяется на две крупные тектонические структуры, расположенные восточнее Срединно-Атлантического хребта — Канарскую и Зеленомысскую абиссальные плиты (талассогены, в понимании Ю.М. Пущаровского). Граница этих тектонических структур проходит в субширотном направлении, где-то в районе трансформного разлома Кейн (21—23° с.ш.) (рис. 1).

Канарская абиссальная плита разбита серией отдельных трансформных разломов субширотного простирания. Разлом Пику сечет Срединно-Атлантический хребет. Его восточное окончание затухает в районе Азорского поднятия, которое, имся подковообразную форму, как бы облекает разлом с северной и южной его частей, что свидетельствует о более молодом возрасте поднятия по сравнению с трансформным разломом. Южнее расположен разлом Ошеанографер, замыкающийся на систему подводных гор Атлантис. Восточное окончание разлома Хейес маскируется системой гор Йер и Круизер. Максимальный по масштабам для Канарской абиссальной плиты разлом Атлантис в восточной своей части затухает у подножия горы Грейт-Метеор.

Три последних трансформных разлома также секут Срединно-Атлантический хребет в субширотном направлении и замыкаются на единой системе вулканических гор Атлантис—Грейт-Метеор, которая в целом ориентирована в северо-западном направлении. Эта система подводных гор представляет собой единое вулканиче-



Рис. 1. Районы исследований и их тектоническая позиция

I — Срединно-Атлантический хребет; 2 — вулканическое поднятие на склоне срединного хребта; 3 — абиссальные плиты; 4 — слабо развитые вулканические поднятия типа "симаунт"; 5 — развитые вулканические поднятия на абиссальных плитах; 6 — трансформные разломы; 7 — субширотные и субмеридиональные разломы на абиссальных плитах. Полигоны гор; П₁ — Атлантис, П₂ — Круизер, П₃ — Крылова, П₄ — Безымянной—640, Абиссальные плиты: А — Канарская, Б — Зеленомысская. Поднятия: Аз — Азорское, Ат — Атлантис, К — Круизер, З — Зеленомысское. Трансформные разломы: І — Пику, II — Ошеанографер, III — Хейес, IV — Атлантис, V — Кейн, VI — Зеленого Мыса, VII — Вима

ское поднятие (в дальнейшем будет называться поднятием Атлантис), сформированное на Канарской абиссальной плите.

Возраст океанической коры в этой части абиссальной плиты от 35 млн лет на северо-западе (13-я палеомагнитная аномалия) до 84 млн лет на юго-востоке (34-я палеомагнитная аномалия). Однако само формирование вулканического поднятия началось не ранее чем в олигоцене или начале миоцена [Willians et al., 1983].

Специально проведенные геофизические исследования поднятия Атлантис (непрерывное сейсмопрофилирование, магнитометрия) показали, что комплекс гор Атлантис—Грейт-Метеор состоит из мозаики блоков, ориентированных в северозападном направлении (рис. 2). Блоки разделены системами разломов северовосточной ориентации. Внутри блоков намечаются структуры деформаций растяжения северо-западного простирания.

Геологическая интерпретация полученного геофизического материала сводится к тому, что поднятие сформировалось за счет вулканизма, проявившегося в зоне вторичного спрединга уже на сформированной абиссальной плите [Williams et al., 1983].

Зеленомысская абиссальная плита занимает пространство от континентального склона Африки на востоке до Срединно-Атлантического хребта на западе. С севера



Рис. 2. Схема разломов системы подводных гор Атлантис-Грейт-Метеор [Williams et al., 1983]

1 — абиссальная плита; 2 — трансформные межблоковые разломы; 3 — внутриблоковые разломы растяжения. І — Грейт-Метеор; II — Круизер; III — Плейто; IV — Атлантис. Стрелками показано направление движения абиссальной плиты

она отделена от Канарской абиссальной плиты трансформным разломом Кейн, а на юге ограничена Гвинейским трансформным разломом. Существенными структурными элементами являются разломы Зеленого Мыса и Вима (см. рис. 1). Кроме того, установлены системы внутриплитных субширотных глубинных разломов, веерообразно расходящихся от подводной горы Безымянной—640 в западном направлении до Срединно-Атлантического хребта,

субмеридиональных разломов и разломов северо-восточного простирания, пересекающих эту зону разрывных нарушений.

Характерной особенностью Зеленомысской абиссальной плиты является крупное вулканическое поднятие островов Зеленого Мыса, расположенное на абиссальной плите между линейными магнитными аномалиями М 1 (115 млн лет) и М 22/23 (145 млн лет). Вулканизм этого поднятия функционирует с позднемеловогопалеогенового времени поныне. Характер вулканизма щелочной, меланефелинитовый, дифференцированный. Поднятие островов Зеленого Мыса имеет сложную конфигурацию и слегка вытянуто в субширотном направлении. Примерно в 300 км к западу от поднятия островов Зеленого Мыса расположено поднятие горы Крылова, также имеющее субширотную ориентацию и сформированное на коре океанического типа мелового возраста. В 400 км к запад-юго-западу от горы Крылова в зоне интенсивно развитых внутренних систем разломов субширотного и субмеридионального простирания находится подводная гора Безымянная—640. Она имеет слабо проявленное субмеридиональное простирание и расположена на коре океанического типа, по-видимому, палеоценового возраста. Существует мнение, что гора Крылова и острова Зеленого Мыса принадлежат к единому поднятию, формирование которого связано с тектонической эволюцией блока океанической коры. заключенного между восточными флангами трансформных разломов Кейн и Зеленого Мыса.

В 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" изучались подводные горы Атлантис, Круизер, Крылова и Безымянная гора—640. Исследования проводились на полигонах методами многолучевого эхолотирования, сейсмического профилирования, магнитной съемки, драгирования, подводной стереофотографии, отбора проб донных отложений грунтовыми трубками и дночерпателями.

Полигон 1 был спланирован в-юго-западной части горы Атлантис. Правильнее называть это горное сооружение океаническим поднятием, поскольку оно занимает большую площадь — 7000 миль² — и состоит из ряда подводных гор. Полигон охватил вершинную часть поднятия и склоны, спускающиеся к глубинам порядка 3000 м. Съемка с помощью мультибима позволила составить подробную батиметрическую карту масштаба 1:46000, на которой изображен участок дна площадью 225 миль². В рамках полигона рельеф разнообразен. Выделяются две подводные вершины, разделенные глубокой седловиной, но имеющие общий цоколь на уровне 1400 м. Восточная вершина представляет собой обширное мелководье на глубинах 500—800 м и ограничена склонами различной крутизны. Она имеет сглаженную поверхность, углы наклона которой не превышают 1°. Северо-восточный склон наиболее крутой — до 30°. Поверхность склона исключительно ровная, особенно до глубин 1300—1400 м, ниже осложнена террасами, пологими выступами, прочими неровностями. Западная вершина, напротив, характеризуется расчлеб ненным рельефом, представленным холмами, остроконическими выступами дна, котловинами. Колебания рельефа 100—200 м.

Существенные различия в характере рельефа двух соседних вершин, расположенных на одном батиметрическом уровне, отражают разнообразие геологических условий, в которых развивались отдельные части поднятия Атлантис. Сглаженность восточной вершины в пределах полигона может свидетельствовать о длительном пребывании ее в зоне высокой гидродинамической активности. Для западной вершины такие условия нехарактерны. Подобные различия могли определяться дифференцированными тектоническими движениями в пределах поднятия.

О современных подводных ландшафтах можно судить по фотографиям дна, полученным на вершине западной горы. Очевидны интенсивная фациальная изменчивость донных отложений и горных пород, резкая смена типов дна. Отдельные участки склонов покрыты панцирем твердых органогенных пород. Рядом залегают пески, видны знаки ряби, встречаются выходы вулканических базальтов. На каменных обломках и обнажениях коренных пород много прикрепленных форм живых организмов — моллюсков, морских звезд, балянусов, мшанок.

Исследования горы Круизер показали, что она во многих отношениях напоминает горы поднятия Атлантис. Вершина находится примерно на таких же глубинах. Большая часть глубинной поверхности выровнена. Переход от вершины к склону происходит на глубинах 1100—1200 м. Наиболее крутая часть склона — до 20— 25° — занимает полосу шириной 1—1,5 мили и расположена между изобатами 1200—2100 м. Нижняя часть склона имеет углы наклона 3—4°. По-видимому, выровненная вершинная поверхность — результат пребывания горы в зоне высокой гидродинамической активности. Поскольку переход от сглаженной вершины горы к крутому склону происходит на глубинах 1100—1200 м, можно предполагать, что в прошлом гора возвышалась над уровнем океана на 400—500 м. По мере ее погружения верхняя часть горы разрушалась волнами и течениями. Обломочный материал сносился вниз по склону. При этом верхняя часть склона служила транзитной зоной для этого материала. Выносимый материал откладывался у подножия горы, формируя нижнюю сравнительно пологую часть склона.

Сопоставление морфоструктурных и литологических особенностей подводных гор Атлантис и Круизер, удаленных одна от другой на 800 км, указывает на сходство их строения и развития. Вершины гор расположены примерно на одном уровне. Верхние части склонов особенно круты — до 25—30°, нижние пологи — не более первых единиц градусов.

Поднятие Атлантис и гора Круизер представляют собой отдельные блоки единой горной гряды, включающей также систему гор Плейто—Грейт-Метеор. Общая протяженность этой горной системы примерно 1000 км. Одинаковый батиметрический уровень гор на разных концах гряды говорит о том, что все ее звенья развивались в едином ритме как одно целое. Датировать происхождение морфоструктуры в целом в настоящее время едва ли возможно. Ясно лишь, что ее возникновение произошло не раньше олигоцена. Точнее, земная кора, на которой воздвигнуто поднятие Атлантис — самая западная структура горной гряды, соответствует линейным магнитным аномалиям М 7—9 [Карасик и др., 1981]. Единство происхождения и геологического развития отдельных блоков горной системы Атлантис—Грейт-Метеор проявляется в их сходном структурно-морфологическом облике, составе и возрасте горных пород. В целом горная гряда относится к классу глыбово-вулканических поднятий [Ильин, 1976]. Она развивалась, по-видимому, вдоль одного из глубинных разломов, столь характерных для этого региона Атлантического океана.

С точки зрения сторонников тектоники плит горная гряда Атлантис—Грейт-Метеор является аномальным блоком земной коры. Ее генезис лучше всего рассматривать с позиций внутриплитовой тектоники, поскольку происхождение гряды как результата действия "горячей точки" не находит подтверждения [Williams et

7

al., 1983]. Вместе с тем можно согласиться с указанными авторами, что выявление генезиса горной системы Атлантис—Грейт-Метеор потребует новых региональных исследований, охватывающих обширные районы Северо-Восточной Атлантики, включая Азорские острова, Азорско-Бискайское поднятие, разломы, идущие от Гибралтара, подводную окраину Африки и Европы. Не вызывает сомнений, что многие звенья горной гряды возвышались над уровнем океана и являлись областями сноса осадочного материала. В результате дно глубокого океана, примыкающего к поднятию, оказалось выровненным на обширных пространствах.

Комплексные геолого-геофизические исследования были проведены на горе Крылова. По данным многолучевого эхолотирования составлена батиметрическая карта. Гора представляет собой блок земной коры широтного простирания с минимальной отметкой глубины 1270 м. По изобате 3000 м отношение ширины горы к ее длине 1:3. Гора увенчана тремя вершинами, объединенными цоколем на глубинах 2500—2600 м. Склоны горы крутые — до 20—25°. Вершинная часть горы и ее склоны имеют сложное вторичное расчленение. Отмечается множество крутых уступов гряд, каньонов. Склоны прорезаны широкими долинами. Осадочный покров до глубин 3000—3300 м отсутствует. По данным стереофотосъемки, на поверхности обнажаются поля пиллоу-базальтов. Все формы генерального рельефа и других порядков являются структурными. Данные сейсмопрофилирования подтверждают этот вывод. Различные слои донных отложений появляются лишь у подножия горы, а характерные осадочные "карманы" регистрируются уже за пределами горы. При этом мошности осадков соответствуют средним значениям холмистой зоны рельефа — 250—300 м. Следовательно, высота горы Крылова полностью соответствует ее превышению над океаническим фундаментом.

Морфоструктура горы указывает на ее связь с особенностями региональной тектоники этой части Атлантического океана. Генеральные деформации фундамента обусловлены здесь субширотными тектоническими разломами. Гора Крылова также имеет широтное простирание. Формирование горы как вулканического сооружения происходило, по-видимому, в результате трещинных на раннем этапе излияний лавы. Вулканизм развивался неравномерно, что обусловило сложность и многообразие структурно-вулканического рельефа. С позиций расширения дна океана, возраст горы Крылова примерно 100 млн лет. В соответствии с расчетами, основанными на критериях тектоники плит, за такое время гора должна была погрузиться не менее чем на 3000 м. Следовательно, в момент своего возникновения на грабене Срединно-Атлантического хребта она возвышалась над уровнем океана на 1500—1700 м. За столь длительную историю развития поверхность горы испытала воздействие разнообразных геологических процессов. Находясь в мелководных условиях, она становилась субстратом для мелководной фауны, в том числе коралловых построск. Фрагменты древних кораллов получены драгированием и видны на подводных фотографиях. Вместе с тем древний возраст горы стал, по-видимому, причиной глубокой геохимической переработки вулканического материала, следы которой также явственно видны.

Тектоническая позиция горы Крылова едва ли не полностью соответствует особенностям региональной тектоники. Вместе с тем в рассматриваемом районе изучена другая подводная гора — Безымянная—640, происхождение и развитие которой имеют, по-видимому, другие причины. Гора поднимается с глубин 4500— 5000 м до отметки 640 м. Она представляет собой асимметричный блок земной коры, ориентированный в субмеридиональном направлении. Асимметрия определяется большой крутизной западного склона горы и пологим падением восточного. Крутизна западного склона горы достигает 25°. Вершина горы возвышается в виде монолитного овального купола. Она представляет собой симметричную надстройку над асимметричным цоколем. По изобате 1800 м отношение ширины купола к длине 1:2. Простирание купола, как и всей горы в целом, близко к меридиональному. Склоны имеют ступенчатое строение, что особенно хорошо видно на

8

батиграммах, построенных в реальном масштабе времени графопостроителем "Сервогор".

В меридиональном направлении гора вытянута примерно на 40 миль. По данным сейсмопрофилирования и подводного фотографирования, она покрыта тонким слоем донных отложений, которые исчезают на крутых уступах и ближе к вершине. Вообще разнообразие подводных ландшафтов и фациальная изменчивость донных отложений весьма значительны. На горе Безымянной—640 нигде не встречено обнажений пиллоу-базальтов, столь обычных и преобладающих на горе Крылова. Вместо них здесь обнажаются твердые осадочные породы, имеющие вид остроугольных обломков, крупных угловатых глыб, монолитных блоков и сплошных покровов. Геоморфологическая позиция горы Безымянной—640 сходна с положением горы Крылова. Обе они находятся в зоне холмистого рельефа Восточной Атлантики.

С точки зрения расширения дна океана возраст горы Безымянной --- 640 --- 65--70 млн лет. За это время гора, сформировавшаяся на гребне Срединно-Атлантического хребта, при средней скорости спрединга 2 см/год могла погрузиться примерно на 2.5 км. Следовательно, в момент своего возникновения она должна была возвышаться над уровнем океана на 1900 м. Но что это было — вулкан, протрузия или тектонический блок, определенных данных нет. Асимметрия горы, однако, едва ли может свидетельствовать в пользу чисто вулканического происхождения горы. Более вероятно связывать генезис горы с протрузией — выжиманием блока земной коры в результате тектонических лвижений. Асимметрия горы и ее субмеридиональное простирание находятся в соответствии с направлением максимальных сжимающих усилий, совпадающих с направлением расширения дна. При своем погружении под уровень океана поверхность горы прошла, по-видимому, все стадии прибрежно-морской эволюции. Здесь формировались шельфовые осадки. На склонах и террасах отмечались тонкие известковые осадки. Колебания уровня океана способствовали литификации донных осадков превращению их в твердые известняки, песчаники и конгломераты и т.д.

Непрерывное сейсмическое профилирование проводилось в 1-м рейсе на пяти профилях и двух полигонах (горы Крылова и Безымянная—640). Два профиля непосредственно примыкают к полигонам с запада. Выполненные исследования показали, что осадочный чехол, лежащий на базальтовом основании абиссальных плит, представлен акустически прозрачными, недислоцированными отложениями, мощность которых весьма незначительна (100—200 м) и в целом возрастает с запада на восток, достигая на стыке с континентальным склоном 700 м и более. В ряде случаев акустический фундамент в горных сооружениях и в отдельных местах на абиссальной равнине выходит на поверхность. Вскрыта раздробленность акустического фундамента серией субмеридиональных разломов и разломов северо-восточного простирания. Особенно четко такое дробление просматривается в восточных частях гор Крылова и Безымянной—640. Эта раздробленность носит мелкоблоковый характер. Блоки наклонены в восточном направлении и образуют систему ступеней.

Непрерывное сейсмическое профилирование показало, что Зеленомысская абиссальная плита в районах полигонов 3, 4 сильно дислоцирована (см. рис. 1) с образованием системы субмеридиональных разломов, а ее акустический фундамент покороблен и отдельные ее крупные блоки субпараллельно наклонены относительно друг друга в западном направлении. Амплитуда наклона достигает 400 м. Повидимому, первая система мелких блоков непосредственно связана с прототектоническими проявлениями протрузивного характера непосредственно в районах гор Крылова и Безымянная—640. Коробление крупных блоков Зеленомысской абиссальной плиты, вероятно, обусловлено динамическими напряжениями регионального характера.

Проблема происхождения вулканического поднятия островов Зеленого Мыса

обсуждалась с позиций "горячей мантийной точки". Однако геометрия поднятия, возрастное распределение внутри него вулканов и деятельность вулканической активности (с позднемезозойского времени поныне) противоречат основным посылкам этой гипотезы. Более правдоподобным объяснением происхождения отдельных подводных гор и вулканических поднятий на абиссальных плитах может быть дискретное во времени вертикальное перемещение мантийного глубинного диапира. Такой диапир как идеальный теплоноситель может привести в ликвидусное состояние мантийный субстрат на разных глубинных уровнях и тем самым инициировать возникновение первичных расплавов различной щелочности и состава. Одновременно с этим перемещение диапира вверх нарушает цельность литосферной плиты, увеличивая ее проницаемость для магматических расплавов и создавая систему разломов в районах активного проявления вулканизма.

Изучение вулканических формаций Атлантического океана показало, что разным крупным тектоническим структурам океанического дна свойственны различные вулканические формации [Золотарев, 1984]. Так, в пределах восточного сектора Центральной Атлантики, следуя этому принципу, можно выделить следующие вулканические формации: срединных хребтов и абиссальных плит, вулканических поднятий, развитых на склонах срединного хребта (Азорское поднятие), слаборазвитых вулканических поднятий на абиссальных плитах (горы Крылова, Безымянная—640) и развитых вулканических поднятий на абиссальных плитах (поднятие Атлантис, острова Зеленого Мыса). Таким образом, структурно-тектоническое районирование океанического дна следует расценивать как непременный этап работы, предшествующий детальным литолого-петрологическим исследованиям.

Результаты геологических исследований на нис "Академик Николай Страхов" выявили разнообразие геологических и тектонических условий развития дна океана. Это вполне естественно. Детализация исследований выявляет региональные различия. Таким образом, с глобального уровня обсуждения проблем океанической геологии, мало обеспеченного фактическим материалом, мы переходим на региональный уровень, который позволяет более углубленно рассматривать вопросы происхождения и развития дна океана. В 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" детально изучены три горных сооружения. И в каждом случае выявлены свои особенности геологического развития, весьма далекие от упрощенных представлений. По результатам исследований можно предполагать участие разнообразных геологических процессов в развитии земной коры океана. В этом заключается методологическое значение проведенных исследований.

ГЛАВА ВТОРАЯ Исследование рельефа подводных гор восточной атлантики

Изучение рельефа дна океана в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" осуществлялось отрядом эхолотирования и подводного фотографирования. Работы проводились на полигонах комплексных геологических исследований и на переходах между ними. Одновременно с выполнением научных задач шли постоянные испытания и наладка исследовательской аппаратуры, технических систем, связанных с накоплением и обработкой данных.

В работах отряда принимали участие: А.В. Ильин — начальник отряда, АКИН; В.Н. Крылов — инженер, АКИН; А. Э. Петрушенас — старший инженер, ГИН АН СССР; А.М. Шаталов — старший инженер, ГИН АН СССР; Л.В. Сазонов штурман-навигатор, ГИН АН СССР. В испытаниях и наладке технических средств



Рис. 3. Эхолотный комплекс нис "Академик Николай Страхов"

исследований участвовали финские специалисты фирмы Холлминг во главе с Р. Аариненом.

Для изучения рельефа дна применялись судовой эхолотный комплекс и стереофотоустановка Акустического института АН СССР "Микроб-70". Эхолотный комплекс нис "Академик Николай Страхов" состоит из двух глубоководных эхолотов — Хоневелл-Элак и многолучевого Холлминг-15 (рис. 3). Комплекс представляет широкие возможности для исследования рельефа дна, поскольку эхолотирование может проводиться в пяти различных режимах. Первый режим обеспечивает измерение максимальных глубин Мирового океана. Излучение осуществляется отдельным излучателем эхолота Элак LSE-179 на частоте 12 кГц с шириной луча 10×11°. При этом горизонтальные размеры засветки дна составляют 17,5 и 19,3% от измеренной глубины.

Второй режим позволяет излучать пучок звуковых лучей шириной 64×4,3°, размеры озвучиваемой площадки на дне составляют 125×7,5% от глубины под килем судна. В этом случае излучателем служит антенна LEJ-12. Она же является и приемной антенной.

Остальные три режима связаны с работой многолучевого эхолота фирмы "Холлминг". Первый из них формирует аналоговый луч шириной 9,2×4,3°, который регистрируется самописцем глубоководного эхолота Элак. Излучателем является матрица LEJ-12, а приемной антенной — матрица многолучевого эхолота длиной 3,3 м. Принимаемый луч поступает от центральной части приемной антенны.



Рис. 4. Стереофотоустановка Акустического института "Микроб-70"

Второй режим многолучевого эхолота дает возможность формировать 15 узких лучей, каждый из которых характеризуется углами 2,3×4,3°. Размер засвеченной площади составляет 5,2×7,5% от измеренной глубины. Большим достоинством этого режима является возможность вывода каждого луча на прецизионный сканирующий самописец LSR-1807 М. Он работает на широкой бумажной ленте (50 см) и в сочетании с узким принимаемым лучом дает более высокое разрешение, чем самописец Элака.

Наконец, режим собственно многолучевого эхолота обеспечивает формирование 15 узких пучков или лучей, которые засвечивают полосу дна шириной около 70% от измеряемой глубины.

Широкие акустические возможности эхолотного комплекса дополняются не менее эффективной автоматизацией накопления и обработки данных в общесудовой интегрированной системе сбора и обработки информации. Данные измерения глубин поступают на ЭВМ регистрации и накапливаются в файлах GF-3 формата. Накопленная информация может быть обработана графически с помощью специальных обрабатывающих программ на ЭВМ обработки информации. Графики и карты строятся на графопостроителях Сервогор и Бенсон, а также на графическом дисплее.

Фотографирование дна океана проводилось с помощью стереофотоустановки "Микроб-70" (рис. 4). Эта установка работает на любых глубинах и позволяет получить 110 стереопар за одно опускание. Площадь фотографируемого дна на одном кадре составляет 25—30 м². Последующая стереофотограмметрическая обработка материала позволяет составлять мини-батиметрические карты и изучать особенности микрорельефа дна океана. Анализ материала стереофотографирования способствует выявлению экзогенных процессов, которые перераспределяют донные отложения, формируют литологические неоднородности осадочной толщи.

На первом этапе экспедиции — от выхода из Английского канала до о-ва Гран-Канария — был выполнен ряд испытательных и исследовательских работ. Прежде всего опробовался весь эхолотный комплекс, поскольку впервые представилась возможность оценить его работу на больших глубинах. Сразу же отметим, что первые результаты показали удовлетворительную работу комплекса в целом. Более детальные испытания выявили и определенные недостатки. На специальном полигоне в пределах выровненного дна материкового подножия в Бискайском заливе было сделано три промерных галса по схеме, предусматривающей перекрытие краевых и центральных лучей многолучевого эхолота.

В ходе испытаний выявлено, что три краевых луча с каждой стороны дают неверные показания и стабильно сохраняют их в течение всего эксперимента. Поэтому батиметрическая карта, составленная с учетом краевых лучей, несет искаженное представление о рельефе поверхности дна. После устранения показаний ошибочных краевых лучей и других неточных отметок глубин неровности дна стали более правдоподобными. Окончательный вариант карты следует рассматривать как новый научный результат, характеризующий особенности рельефа материкового подножия (рис. 5, а). По данным многолучевого эхолота, эта часть подножия представляется пологоволнистой равниной, в пределах которой разбросаны изолированные столь же пологие холмы протяженностью 0,5-1 км. Средние углы наклона таких холмов не превышают первых единиц градусов. Холмы образуются, повидимому, вследствие неравномерного распределения осадочного материала, поступающего с шельфа и материкового склона. Известно, что материковый склон Английского канала по интенсивности и разнообразию расчленения рельефа не имеет равных в Атлантике. Непосредственно перед Английским каналом на материковом склоне насчитывается 90 каньонов [Ильин, 1976]. Каньоны распределены крайне неравномерно. Терригенный материал, поступающий по каньонам на материковое подножие, распределяется столь же неравномерно, формируя пологоволнистый аккумулятивный рельеф.

Попутный промер и испытания глубоководных эхолотов проводились в пределах Азорско-Бискайского поднятия. Это горное сооружение представляет глыбовую морфоструктуру и состоит из отдельных горных массивов, разделенных глубокими депрессиями, желобами, котловинами. Превышения положительных форм над отрицательными достигают 1500—2000 м. К северу и югу от Азорских островов широкое распространение имеют выровненные участки дна.

Комплексные геологические исследования были проведены в районе подводной горы Атлантис. Поднятие Атлантис простирается на 90 миль с северо-запада на юго-восток и на 70 миль с северо-востока на юго-запад. Общая площадь поднятия 6300 миль². Минимальная глубина 278 м. Горы, образующие поднятия, разделены глубокими понижениями. Одно из них с глубинами до 2400 м делит поднятие на две части — северную и южную. Общий цоколь, над которым поднимаются отдельные горы, оконтуривается изобатой 2500 м.

Аналогичные исследования были проведены на полигоне в юго-западной части



Рис. 5. Батиметрические карты и эхолотные профили материкового поднятия северной части Бискайского залива (крестиками обозначено поле глубии многолучевого эхолота) (*a*), юго-западной части поднятия Атлантис (б—*c*), восточной части горы Круизер (*д*, *e*)

поднятия. Полигон был спланирован таким образом, чтобы охватить вершинную часть и склоны поднятия, спускающиеся к глубинам порядка 3000 м.

В ходе съемки промерные галсы располагались в меридиональном направлении. Длина каждого галса составляла 15 миль, а расстояние между ними равнялось 1 миле. Всего было выполнено 15 галсов. Площадь закартированного участка оказалась равной 225 миль². Полученные данные позволили составить батиметрическую карту масштаба 1:46000. Карта была подготовлена в двух вариантах — традиционным картографическим способом и компьютером (рис. 5,6) — с целью проверки надежности машинной обработки данных. Сравнение вариантов карт показало едва ли не идеальную идентичность изображения основных форм подводного рельефа, четкое совпадение рисунка изобат.

Рельеф дна исследованного участка отличается разнообразием. Главными формами рельефа являются две подводные горы, разделенные глубокой седловиной и объединенные общим цоколем на уровне 1400 м. Восточная гора представляет обширное мелководье на глубине 500—600 м, ограниченное склонами различной крутизны. Вершинная часть горы имеет сглаженную поверхность с углами наклонов, не превышающими 1°. Северо-восточный склон горы наиболее крутой до 30°. Поверхность склона исключительно ровная, особенно до глубин 1300— 1400 м. Ниже она осложняется террасами, пологими выступами, прочими неровностями (рис. 5, *в*).

Другой характер рельефа имеет западная гора. Ее вершинная часть сложно расчленена. Холмы, пики, котловины с превышениями до 100—200 м определяют интенсивную изрезанность рельефа. Даже склоны горы по сравнению с вершиной отличаются менее контрастными формами, имеют более сглаженный вид (рис. 5, г).

О современных подводных ландшафтах можно судить по фотографиям дна. полученным на вершине западной горы. Очевидны интенсивная фациальная изменчивость донных отложений, резкая смена типов дна. Отдельные участки склонов покрыты панцырем из твердых органогенных известковых отложений (рис. 6, а). Здесь же рядом залегают пески — продукты размыва коренных пород. Видны знаки ряби, встречаются выходы вулканических базальтов (рис. 6, б). На каменных обломках и обнажениях коренных пород много прикрепленных форм живых организмов — моллюсков, морских звезд, балянусов, мшанок. По данным фотографирования, четко вырисовывается картина эволюции подводной горы. Несомненно, что она представляла собой подводный вулкан, о чем свидетельствуют характерные обнажения коренных пород. В стадии прибрежно-морской эволюции горы происходило формирование твердого панциря известковых отложений, хорошо фиксируемых фотоснимками. Мозаичное распределение коренных пород и фрагментов карбонатного панциря свидетельствует о высокой, гидродинамической активности на вершинах поднятия, об интенсивной изменчивости в связи с этим подводных ландшафтов. Параметры горизонтальной изменчивости разнообразных типов дна составляют метры или десятки метров.

Подобные исследования рельефа проведены на подводной горе Круизер. Эхометрическая съемка выполнена на полигоне площадью 210 миль². В пределах восточной части горы сделано 8 промерных галсов с расстоянием между ними 2 мили. По данным съемки составлена батиметрическая карта масштаба 1:46000 (рис. 5, ∂). В отличие от поднятия Атлантис рельеф горы Круизер относительно простой. Выделяются три морфоструктурных элемента: вершинная поверхность, верхняя и нижняя части подводного склона. Вершинная поверхность горы имеет неровный рельеф, представленный чередованием холмов, гряд, котловин. Превышения положительных форм над отрицательными составляют десятки метров. Вместе с тем бо́льшая часть мелководья приходится на выровненные пространства. Переход от вершинной части горы к подводному склону происходит на глубинах 1100— 1200 м. Наиболее крутая часть склона находится между изобатами 1200—2100 м. Здесь углы наклона достигают 20—25°. Ширина этой морфоструктурной зоны



Рис. 6. Поверхность подводных гор Атлантис и Круизер

а — панцирь твердых известковых отложений на поднятии Атлантис; б — грубообломочный материал и выходы коренных пород на поднятии Атлантис; в — песчаное дно горы Круизер; г — известковые корки на поверхности горы Круизер



1—1,5 мили. Рельеф крутой части склона преимущественно выровненный и незначительно осложнен уступами и субгоризонтальными ступенями (рис. 5, е). Нижняя часть склона представлена пологой равниной с незначительным расчленением. Наклоны дна здесь не превышают 3—4°.

Краткая характеристика рельефа горы Круизер позволяет сделать некоторые предположения о его происхождении. Наиболее вероятно, что гора является подводным вулканом. Выровненная вершинная поверхность — результат пребывания верхней части горы в зоне высокой гидродинамической активности. Отдельные холмы и гряды являются, по-видимому, абразионными останцами, а долины и котловины — следствием размыва коренных пород. Поскольку переход от вершинной поверхности к склону совершается на глубинах 1100—1200 м, можно предположить, что в прошлом гора возвышалась над уровнем моря не менее чем на 400—500 м. По мере ее погружения верхняя часть горы подвергалась разрушению волнами и выравниванию. Обломочный материал сносился вниз по склону. При этом верхняя, наиболее крутая часть склона служила транзитной зоной для этого материала. Выносимый материал откладывался у подножия крутой части склона и распространяялся дальше на большие глубины. Так, по-видимому, сформировалась нижняя, сравнительно пологая часть склона горы Круизер.

Подводные фотографии, полученные на горе Круизер, свидетельствуют об однообразии подводных ландшафтов ее вершинной поверхности. Преобладает песчаное дно (рис. 6, *в*, *г*). Иногда встречаются твердые серые корки, образованные, повидимому, известковыми отложениями в условиях мелководья и периодического выхода вершины горы из-под уровня океана.

На этапе работ от горы Круизер до Канарских островов было проведено тестирование мультибима на абиссальной равнине Мадейра, в пределах которой на протяжении десятков километров глубины меняются не более чем на 1 м.

Одновременно ставилась задача проверить существование впадины Монако с отметкой глубины 6293 м, указанной в этом районе на всех навигационных и других морских картах. По геоморфологическим критериям существование глубокой впадины на абиссальной равнине казалось маловероятным. Здесь была выполнена полигонная съемка. Три промерных галса длиной по 7,5 мили располагались в широтном направлении с расстоянием между ними 2 мили. Интервал выбирался с таким расчетом, чтобы все пространство между галсами перекрывалось данными многолучевого эхолота. Съемка показала, что впадины с максимальной глубиной 6293 м в указанном районе не существует (рис. 7, *a*). Глубины в рамках полигона составляют 5369—5370 м, что находится в полном соответствии с порядком изменения глубин на абиссальных равнинах. Таким образом, теперь достаточно обосновано снятие с морских карт столь характерной отметки глубины, которая длительное время вводила в заблуждение исследователей и моряков.

На всем протяжении от Гран-Канарии до подводной коры Крылова проводился попутный промер материкового подножия Африки. В целом это однообразная, слабо наклонная равнина. Исключение составляют крутые подводные горы, поднимающиеся под ровным дном. Одна из них — гора Эндевор — была пересечена при попутном промере. Она представляет собой усеченный конус или гайот с минимальной глубиной 265 м. Вершина ее была срезана абразией (рис. 7, 6). Основание горы имеет диаметр 35 миль, усеченная вершина — 14 миль, высота — 3000 м. Общий объем горы 1500 км³. Давление массы вулкана на земную кору вызывает ее прогибание, которое выражается в формировании желоба вокруг горы. Верхняя часть склона горы до глубины порядка 2000 м имеет наклоны до 23—25°. Нижняя часть более пологая и более расчлененная. Вероятно, крутая часть склона лишена осадков, и на поверхность здесь выступают коренные вулканические породы. Вниз по склону накапливается осадочный материал, поступающий с вершины и верхних частей склона. Подобная закономерность распределения осадочного покрова свойственна большинству крупных подводных гор Мирового океана.



Рис. 7. Батиметрические карты и эхолотные профили района "впадины Монако" на абиссальной равнине Мадейра (a), подводных гор Эндевор (b), Крылова (s, c), Безымянной—640 (d, c)



Детальная эхометрическая съемка проведена в районе подводной горы Крылова, расположенной западнее островов Зеленого Мыса. Геоморфологическая позиция горы Крылова соответствует восточной окраине зоны холмистого рельефа Атлантического океана. На современных картах рельеф горы показан в общих чертах. Известно, что она поднимается с глубин 4600—4700 м и имеет минимальную глубину 1270 м. Съемка горы на полигоне осуществлялась многолучевым эхолотом и дубли-



Рис. 8. Положение фоторазрезов на горах Крылова и Безымянной — 640 (a, δ), батиметрическая карта полигоня западнее горы Метеор (e) и батиграмма участка склона горы Безымянной — 640 (z)

ровалась глубоководным эхолотом Элак. Промерные галсы располагались в широтном направлении с расстоянием между ними 2 мили. Длина каждого галса равнялась 21 миле. Общая площадь закартированного участка составила около 300 миль², что соответствует примерно площади горы Крылова.

По данным съемки составлена батиметрическая карта масштаба 1:46000. Так же, как и для предыдущих полигонов, карта составлялась в двух вариантах — ручном и машинном. Ручной вариант составлен по данным эхолота Элак, машинный — по данным многолучевого эхолота. При сопоставлении обе карты оказались идентичными. Следовательно, снова подтвердилась правомерность картирования дна океана с помощью компьютера.

Подводная гора Крылова представляет собой блок земной коры, имеющий широтное простирание (рис. 7, *в*). По изобате 3000 м отношение ширины горы к ее длине 1:3. Гора увенчана тремя вершинами, объединенными общим цоколем на глубинах 2500—2600 м. Наиболее массивная вершина с минимальными глубина-

ми 1300—1400 м находится в восточной части горы. Она имеет овальные очертания и вытянута с северо-запада на юго-восток. Восточный склон вершины на глубине 2200 м плавно переходит в нижнюю часть склона горы. Средний угол наклона восточного склона горы 17°. Западный склон вершины опускается к широкой долине или каньону, разделяющему вершинную поверхность горы на две части. К западу от каньона расположена вторая вершина с максимальной отметкой 1650 м. Еще далее на запад находится третья вершина горы с минимальной глубиной 1850 м. Вторая и третья вершины разделены пологой ложбиной. По изобате 2000 м обе вершины объединяются в единое поднятие, имеющее овальную форму и вытянутое в широтном направлении.

Вершинная поверхность горы ограничена крутыми склонами. Наибольшие углы наклона характерны для верхних частей склонов. До глубин 3200—3400 м они имеют крутизну 20—25°. Исключение составляет западный склон горы, где средние углы наклона не превышают 10—11°. Нижние части склонов полого опускаются к основанию горы. Лишь восточный склон резко обрывается на глубинах 4500—4600 м.

Как вершинная часть горы, так и ее склоны имеют сложное вторичное расчленение. В пределах этих генеральных форм рельефа отмечается множество мелких неровностей — субгоризонтальных ступеней, уступов, гряд, каньонов, отдельных пиков. Северный и южный склоны прорезаны широкими каньонами и пересекают их до самой вершины. Каньон северного склона разделяет вершинную поверхность на две части. Столь же крупный каньон прослеживается на южном склоне. Все многообразие форм рельефа горы Крылова показано на эхолотных профилях (рис. 7, г).

Характеристика рельефа, по данным эхолотирования, дополняется материалами

стереофотосъемки дна. На горе Крылова выполнено два фоторазреза. Один из них проходит через восточную вершину, склоны и дно каньона, разделяющего вершинную поверхность. Второй — располагается в верхней части северного склона горы (рис. 8). По данным фотографирования, выделяются различные типы дна, или подводные ландшафты. Для восточной вершины горы и верхних частей склона характерно обилие органического детрита, покрывающего коренные породы. Это обломки кораллов, спикул губок, измельченный обломочный материал (рис. 9, a). С удалением от вершины вниз по склону осадочный материал исчезает и уступает место другим ландшафтам. Среди них выделяются обширные поля пиллоу-базальтов во всем их морфологическом разнообразии (рис. 9, δ). Пиллоу-базальты залегают, как правило, монолитными, сплавленными блоками. Иногда такая цельность залегания нарушается трещинами, уступами. Особенно широко пиллоубазальты представлены на дне каньона. Там же отмечается разнообраная песчаная рябь — свидетельство высокой гидродинамической активности турбулентных придонных течений (рис. 9, s).

Другой тип поверхности дна наблюдается на северо-восточном склоне горы на глубинах 2300—3300 м. Здесь преобладают участки, покрытые донными отложениями. Такой тип дна особенно характерен для субгоризонтальных ступеней океана (рис. 9, г). Вместе с тем осадочный покров на склоне в целом незначительный, и сквозь него проглядывают формы рельефа коренных пород — пиллоубазальтов (рис. 9, д). Участки, лишенные осадочного покрова, приурочены в основном к наклонным площадкам склона (рис. 9, е). На некоторых снимках видны облака мути, свидетельствующие о подвижности осадков — оползании, соскальзывании, размывании придонными течениями. Отмечаются редкие формы бентосных организмов, прикрепленных к субстрату. Это в основном губки, одиночные глубоководные кораллы. Общий вывод из анализа фотографий такой: вершинная поверхность и склоны горы Крылова до глубины 3200—3300 м не имеют скольконибудь значительного покрова донных осадков. Следовательно, формы генерального рельефа и всех других порядков являются структурными.

Данные о рельефе и микрорельефе горы Крылова позволяют сделать некоторые предположения о ее тектонической позиции. Овальная форма горы, длинная ось которой вытянута в широтном направлении, свидетельствует, по-видимому, о трещинном излиянии вулканического материала. Извержение вулкана происходило неравномерно в разных его частях. Максимальная интенсивность вулканической деятельности приурочена к району современной восточной вершины горы.

Две другие вершины, расположенные на больших глубинах, образованы менее мощными излияниями лавы. Вулканическая активность в пределах горы затухала с востока на запад. Гора лишена осадочного покрова. Поэтому все многообразие рельефа создано неравномерным распределением вулканического материала. Интенсивность извержения в пространстве сильно различалась, поскольку характер рельефа горы резко меняется от места к месту. Предположение о трещинном типе вулкана горы Крылова подкрепляется линейным распределением трех вершин, с одной стороны, и особенностями региональной тектоники Центральной Атлантики — с другой. Главная черта региональной тектоники этого района состоит в том, что основные деформации фундамента связаны здесь с субширотными тектоническими разломами. Наиболее рельефно они представлены в пределах Срединно-Атлантического хребта. Но их продолжения в глубоководных частях, повидимому, существуют, хотя и менее четкие, скрытые под осадочным чехлом.

Структурные особенности горы Крылова определяются не только региональными, но и менее масштабными тектоническими процессами. Очевидно, что круп-

Рис. 9. Поверхность подводной горы Крылова

 а — органический детрит на вершине; б — пиллоу-базальты; в — песчаная рябь; г — илистое дно;
д — пиллоу-базальты под тонким покровом донных отложений; е — выходы коренных пород на наклонных площадках склона





Рис. 9 (окончание)



ный каньон, разделяющий восточную вершину горы и остальную ее часть, представляет заметное тектоническое нарушение, имеющее северо-западное простирание. Анализ магнитного поля горы Крылова показал, что именно по простиранию каньона существует тектонический сдвиг с амплитудой 2—3 км. Для склонов горы характерны многочисленные сбросы и грабены. По-видимому, с момента своего образования гора Крылова пережила длительный период тектонической деструкции и геоморфологических преобразований.

Детальные геолого-геофизические работы были проведены в районе подводной горы, расположенной к юго-западу от горы Крылова. Гора поднимается с глубин 4500—5000 м до отметки 640 м. В районе горы Безымянной—640 выполнена полигонная съемка рельефа дна. Сделано 10 широтных галсов с интервалом 2 мили. Длина каждого галса 20 миль. Общая площадь закартированного участка 400 миль². По результатам съемки составлена батиметрическая карта масштаба 1:60000. Карта существует в двух вариантах — ручном и машинном (см. рис. 7, *д*). Больших расхождений в интерпретации данных двумя способами не обнаружено.

Гора Безымянная—640 представляет собой асимметричный блок земной коры, одиентированный в субмеридиональном направлении. Главная асимметрия горы определяется большой крутизной западного склона и пологим падением восточного (рис. 7, е). Средние наклоны западного склона 15—17°, восточного — первые единицы градусов. Отдельные уступы на склонах имеют крутизну до 25°. Особенно это характерно для вершины горы. Она возвышается в виде монолитного овального купола. По изобате 1800 м отношение ширины купола к его длине примерно 1:2. Вершина характеризуется простиранием, близким к меридиональному. Минимальная глубина горы, отмеченная во время съемки, оказалась равной 630 м. Вершина горы представляет обособленную надстройку над асимметричным цоколем. Нижние части склонов горы имеют переменную крутизну с характерным чередованием наклонных и субгоризонтальных участков. Ступенчатый характер рельефа склонов особенно наглядно виден на батиграммах, построенных графопостроителем Сервогор в реальном масштабе времени (рис. 8, г). Вообще такие батиграммы наиболее эффективно представляют первичные данные многолучевого эхолота. Именно они сочетают в себе всю полноту фактического материала и умеренное его обобщение.

Гора в целом имеет слабое вторичное расчленение. Вершина и верхние части склонов существенно сглажены. В нижних частях склонов амплитуды рельефа редко превышают десятки метров. Исключение представляет каньон в северной части горы, относительные превышения бортов которого над дном достигают 300—350 м. На периферии южного склона также отмечаются понижения и каньоны, разделенные выступами дна. Гора продолжается на север в виде сужающегося горного гребня, и ее общая протяженность с севера на юг составляет около 40 миль.

Подводное фотографирование выявило разнообразие ландшафтов в пределах верхней части горы (рис. 8, д). На глубинах 2000—2500 м преобладает дно, покрытое тонкими илистыми отложениями (рис. 10, а). Однако мощность осадков незначительна и свойственна, по-видимому, лишь субгоризонтальным площадкам склона. На крутых уступах обнажается каменный материал. В ряде случаев он выглядит как сплошной панцирь, покрывающий гору (рис. 10, б). По мере продвижения вверх по склону тонкий илистый материал уступает место алевритово-песчаным грунтам, что подтверждается широким распространением знаков ряби (рис. 10, в). Рябь весьма разнообразна — от мелкой до крупной, с длинами волн от нескольких сантиметров до метров. Ближе к вершине наибольшее распространение получают выходы коренных пород. Это монолитные блоки, отдельные останцы и сравнительно мелкие обломки (рис. 10, г). Обломочный материал несортированный. По-видимому, он образовался в результате разрушения упомянутого выше панциря твердых осадочных пород. Разрушение происходило в результате волновых процессов, наиболее активно проявлявшихся на вершине горы. Нигде не обнаружено пиллоу-базальтов, столь характерных по внешнему виду. Самый обычный ландшафт представляет собой мозанку из обнажений каменного материала осадочного происхождения, который перемежается с пятнами донных отложений.

Геоморфологическая позиция подводной горы Безымянной — 640 сходна с положением горы Крылова. Обе они находятся в зоне холмистого рельефа востока Пентральной Атлантики. С точки зрения расширения дна океана возраст горы примерно 70 млн лет. За это время гора, сформировавшаяся на гребне Срединно-Атлантического хребта, могла погрузиться не менее чем на 3 км. Следовательно, в момент своего возникновения она могла возвышаться над уровнем океана на 1900 м. Это была высокая подводная вершина Срединно-Атлантического хребта. Что это было — вулкан или тектонический блок, — определенных данных нет. Однако асимметрия горы в ее современном виде свидетельствует больше о тектонической природе, чем о вулканической. При своем погружении под уровень океана поверхность горы могла пройти все стадии прибрежно-морской эволюции. Здесь формировались грубые шельфовые осадки. На склонах и террасах отлагались тонкие известковые отложения. Не исключено, что гора после отложения в ее пределах осадочного материала в результате тектонических движений выходила вновь из-под уровня океана. Это способствовало литификации донных осадков, превращению их в твердые осадочные породы.

Более простое объяснение геологического строения горы может быть основано на представлении о развитии вулканической протрузии. При этом также можно предположить кратковременное поднятие вершинной части горы над уровнем океана с последующим развитием прибрежно-морских донных осадков и их погружением, что привело к образованию современных пород, слагающих гору, и современных подводных ландшафтов. Судя по результатам магнитометрических измерений, в теле горы существуют локальные магнитные неоднородности. Возможно, гора была сформирована в результате неоднократных интрузий, сложенных породами различной намагниченности.

Наконец, подводная гора Безымянная—640 могла сформироваться в результате развития тектонического надвига. В пользу такого генезиса горы свидетельствуют ее асимметрия и субмеридиональное простирание. Известно, что максимальные горизонтальные напряжения в коре возникают в направлении, совпадающем с направлением расширения дна океана. Все это, однако, не более чем предположения. Обработка всего комплекса геолого-геофизических данных и дальнейшие исследования позволят выбрать из них наиболее правдоподобное.

Последний полигон с целью испытаний многолучевого эхолота был отработан на глубинах 4150—5200 м западнее подводных гор Метеор и Круизер. Судя по батиметрической карте, дно в пределах полигона представлено полого холмистой равниной. Относительные превышения рельефа составляют десятки метров, в отдельных случаях до 50 м. Углы наклона холмов нигде не достигают 1°, а в среднем измеряются минутами. Такой тип рельефа характерен для областей дна с интенсивными темпами осадконакопления. Поступление осадочного материала длительное время шло, по-видимому, с примыкающих подводных гор, которые могли представлять в прошлом океанические острова. Подобные условия формирования рельефа дна существовали на обширных пространствах, окружающих горную цепь Атлантис—Метеор.

Проведенные исследования позволяют подвести некоторые итоги и сделать выводы.

Исследования рельефа дна в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" выполнены на 7 полигонах в различных геоморфологических зонах. Закартировано 1600 миль² океанического дна. Общая длина промерных галсов на полигонах составила 1000 миль. Работы по испытанию эхолотов показали удовлетворительную работу всего комплекса на глубинах 4000—4200 м, соответствующих гарантийным нормам фирмы "Холлминг". Исследования рельефа на больших глубинах сопряжены с последующей корректурой данных многолучевого эхолота, особенно



Рис. 10. Поверхность подводной горы Безымянной — 640 *а* — илистое дно на склоне; *б* — панцирь твердых осадочных пород на склоне; *в* — песчаная рябь; *г* — обломочный материал — результат подводного выветривания коренных пород



краевых лучей. Стереофотосъемка дна проведена на 4 полигонах. Получено 380 снимков на глубинах 600-3300 м.

Данные о рельефе глубоководных поднятий Атлантис и Круизер свидетельствуют о длительном развитии этих морфоструктур в субаэральных условиях и пребывании их в зоне высокой гидродинамической активности. Граница между кочтой верхней и пологой нижней зонами на склонах поднятий отмечает переход от структурного рельефа к аккумулятивному. Это происходит на глубинах от 1500 до 2000 м. Следовательно, шлейф рыхлых осадочных пород поднимается примерно до половины высоты этих гор. Глубоководное дно, примыкающее к поднятиям, характеризуется выровненным рельефом. Этот факт свидетельствует о высоких темпах осадконакопления в течение длительного времени. Очевидно, существовали обширные области сноса, которые поставляли большие массы осадочного материала на дно океана. Источником рыхлых отложений служила, по-видимому, горная вулканическая гряда, представленная ныне целью глубоководных поднятий от Атлантиса до Метеора. Общая протяженность этой горной системы, напоминающей по форме островную дугу, примерно 1000 км.

Одинаковый батиметрический уровень поднятий на разных концах гряды говорит о том, что все звенья горной цепи развивались в едином ритме как единое целое. Следовательно, геологическая история этой океанической структуры никак не подтверждает постулатов, выдвигаемых тектоникой литосферных плит. В частности, она не согласуется с концепциями термальной контракции и "горячих точек" [Williams et al., 1983]. Происхождение и развитие горной гряды Атлантис— Метеор — яркий пример внутриплитовой тектоники. Время происхождения структуры в целом соответствует возрасту поднятия Атлантис — самой западной структуры горной гряды. По магнитным данным, земная кора в пределах поднятия Атлантис характеризуется магнитными аномалиями 7—9 [Карасик и др., 1981]. Следовательно, возникновение гряды в целом произошло не раньше олигоцена, поскольку до этого времени здесь вообще не было земной коры. По-видимому, гряда развивалась вдоль одного из глубинных разломов, столь характерных для этой широтной зоны Атлантического океана. И вероятно, вулканизм, сформировавший многочисленные вулканы гряды, также был более глубинный, отличный от вудканизма Срединно-Атлантического хребта.

Возникновение и развитие подводной горы Крылова обусловлены особенностями региональной тектоники этой части Атлантического океана. Генеральные деформации фундамента связаны здесь с широтными тектоническими разломами. Гора Крылова также имеет широтное простирание. Формирование горы как вулканического сооружения происходило, по-видимому, в результате трещинных поднятий лавы. Вулканизм в пределах горы развивался неравномерно, что обусловило сложность и многообразие структурно-вулканического рельефа. Вопрос о возрасте горы должен решаться путем определения абсолютного возраста коренных пород и степени переработки пиллоу-базальтов, которыми сложена гора. Однако если гора сформировалась на гребне Срединно-Атлантического хребта в соответствии с концепцией расширения дна океана, то ее возраст составляет примерно 100 млн лет. За это время геохимическая переработка вулканического материала могла достичь высокой степени. Отсюда слабое проявление магнитного поля горы.

По данным стереофотосъемки, на поверхности горы протекают интенсивные гидродинамические процессы. Они действовали, по-видимому, в течение длительного времени. В результате поверхность коренных пород, слагающих часть и склоны горы до глубины 3000—3500 м, никогда не покрывалась донными отложениями. Они сносились вниз и формировали осадочный шлейф в нижних частях склонов. Некоторая доля осадков выносилась за пределы горы и откладывалась в понижениях зоны холмистого рельефа, образуя повышенные мощности или так называемые "карманы" осадочных пород.

Тектоническая позиция горы Крылова едва ли не полностью соответствует

особенностям региональной тектоники рассматриваемого района. Вместе с тем в пределах этого региона существуют другие морфоструктуры, происхождение и развитие которых трудно связать с развитием субширотных разломов. К ним относится подводная гора Безымянная—640 (или 630, как это было установлено на нис "Академик Николай Страхов"). В отличие от горы Крылова она асимметрична и имеет, скорее, субмеридиональное простирание. На ее поверхности не обнаружено выходов пиллоу-базальтов. По данным подводного фотографирования, вся поверхность горы покрыта твердыми осадочными породами. Не исключено, что указанные геологические особенности — результат развития тектонического надвига. Известно, что по своей возрастной характеристике — примерно 70 млн лет гора находится в зоне надвигов Срединно-Атлантического хребта. Субмеридиональное простирание горы говорит о том, что максимальное сжатие происходило в широтном направлении, т.е. совпадало с направлением расширения дна океана, с максимальными горизонтальными напряжениями. Литификация осадочных пород могла, по-видимому, происходить в процессе развития надвига. Это не исключает другого варианта литификации как результата выхода горы из-под уровня океана. Поверхность горы могла пройти все стадии прибрежно-морской эволюции, а литификация осадочного материала осуществлялась в субаэральных условиях.

Современные геологические процессы на горе Безымянной-640 протекают под влиянием интенсивной гидродинамической активности. Песчаная рябь обнаружена на глубинах до 2000 м и более. Фактически до указанных глубин сконы горы лишены рыхлого осадочного покрова. Подобная закономерность отмечалась нами и для других подводных гор, исследованных в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов".

В заключение отметим следующее. Многие современные представления о происхождении и развитии дна океана основаны на критериях тектоники литосферных плит. Структура океанического дна рассматривается как следствие процессов спрединга земной коры в осевых зонах срединно-океанических хребтов. При этом сколько-нибудь существенные преобразования структуры с удалением от центров спрединга исключаются. Некоторое ослабление столь жесткой позиции наметилось в связи с разработкой концепции внутриплитовой тектоники. Однако масштабы этого явления оцениваются пока в самых общих чертах, на глобальном уровне. Обсуждение проблемы строения земной коры океана на таком уровне создает опасную иллюзию однообразия тектонических процессов на дне океана. Вместе с тем однозначность интерпретации данных о структуре дна сразу теряется, как только мы начинаем переходить с глобального уровня на региональный. Различия становятся особенно очевидными, когда в региональных рамках исследуются океанические структуры одного класса. Именно такие исследования были проведены в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов".

Изучение подводных гор, расположенных в зоне холмистого рельефа востока Центральной Атлантики, выявило большое разнообразие геологических условий, под влиянием которых формировались подводные горы. Происхождение поднятия Атлантис связано с глыбово-вулканическими процессами, сопровождавшими развитие глубинного разлома Атлантис-Метеор. Гора Крылова возникла как результат трещинных вулканических излияний, предопределенных существованием субширотных тектонических разломов. Гора Безымянная—640 представляет собой вулканическую протрузию, или тектонический блок. Гора Эндевор является подводным вулканом центрального типа. Другими словами, по результатам выполненных региональных исследований можно предполагать участие разнообразных геологических процессов в формировании земной коры океана. Изучение подводных гор Северной Атлантики позволяет сделать и наиболее общий вывод о повсеместном тектоническом погружении дна океана. Эта тенденция в развитии океанической земной коры преобладала, по крайней мере, на протяжении всего кайнозоя и не противоречит наиболее общим геологическим закономерностям развития дна океана. 31

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

НЕПРЕРЫВНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ

Основными задачами непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" были отработка методики работ в условиях судна и проведение сейсмологических исследований на полигонах. Подготовка аппаратуры к работе и выбор оптимальных условий возбуждения и приема сейсмических сигналов осуществлялись в течение всего рейса.

Основные наблюдения проводились на полигонах гор Крылова и Безымянной—640, а также на отдельных коротких профилях по маршруту следования судна. На полигонах было выполнено соответственно 250 и 300 миль





профилирования, на профилях — 251 миля. Два коротких профиля были прослежены на переходе от Канарских островов до горы Крылова, один на переходе к горе Безымянной—640 и три по маршруту гора Безымянная—640 — гора Круизер (рис. 11).

Для сейсмопрофилирования в рейсе использовалась аппаратура "Аквамарин", состоящая из регистраторов РЭД и РАМ, двух электроискровых излучателей СКАТ-1 и двух одноканальных кос ПСК.

Экспресс-регистратор РЭД обеспечивает запись сигналов на электрохимическую бумагу методом переменной плотности в режиме ждущей развертки. Магнитный регистратор РАМ предназначен для записи сейсмического сигнала в аналоговой форме на магнитную ленту с последующим воспроизведением на регистратор РЭД. В рейсе регистратор РАМ не использовался.

Одноканальная сейсмическая коса ПСК, предназначенная для преобразования акустических импульсов в электрические, состоит из пяти секций поливинилхлоридного шланга длиной по 10 м. Внутри шланга, заполненного соляром, расположены пьезоэлектрические датчики, соединенные между собой по принципу треугольного группирования на базе 50 м. Коса буксировалась на пружинном амортизаторе на расстоянии 120 м от судна.

Сейсмический источник СКАТ-1 предназначен для возбуждения акустических импульсов, образуемых высоковольтным электрическим разрядом в воде. Напряжение на накопительных конденсаторах составляло 10 кВ, мощность заряда 10 кДж.

В качестве источника сейсмических импульсов в рейсе применялись также пневматические излучатели ПИ-1В. Возбуждение упругих колебаний в этих излучателях основано на резком выхлопе сжатого под давлением воздуха и происходило в отдельных камерах объемом по 2,5 л, соединенных между собой. Общий объем групповой камеры составлял от 2,5 до 10 л. Пневматический излучатель ПИ-1В применялся практически на обоих полигонах и всех профилях, за исключением профиля 6. В камеру подавался воздух под давлением 120—130 атм от электрокомпрессоров ЭК-7. Излучатель буксировался на глубине 7—10 м.

Профилирование проводилось на скорости 6—7 узлов на полигоне горы Крылова и 8—9 узлов на полигоне горы Безымянной—640 и профилях 3—6.

При НСП на полигонах гор Крылова и Безымянной—640 возникли определенные сложности методического характера. Как правило, горные системы характеризуются большим перепадом глубин. В этом случае запись проводилась на развертках 4 и 8 с, однако при небольшой мощности осадочного чехла или его сильной стратификации теряется разрешенность записи. Поэтому в рейсе принята развертка 2 с, хотя наглядность записи при наличии большого перепада глубин терялась.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ НСП

Интерпретация данных НСП заключалась в обработке полученных сейсмограмм и построении на их основе сейсмологических разрезов.

Обработка сейсмограмм сводилась к выделению характерных отражающих (маркирующих) горизонтов и зон тектонических дислокаций, привязке разрезов по координатам. Привязка разрезов производилась к штурманской прокладке маршрута судна, который заранее рассчитывался на ЭВМ и корректировался по спутниковой навигации.

Дальнейшая обработка материала заключалась в построении геологических разрезов и общем анализе волнового поля. Обычно камеральная обработка сейсмограмм НСП, связанная с построением сейсмологического разреза, — кропотливая и трудоемкая работа, требующая больших затрат времени интер-







<u></u>
претатора. Как правило, в судовых условиях ограничиваются построением временных разрезов, дающих только качественную характеристику разреза и не учитывающих поправки на разность скоростей прохождения сейсмического сигнала в воде, осадках и фундаменте. На судах, имеющих вычислительный центр, эта поправка рассчитывается на ЭВМ, однако подготовка и ввод данных в машину по-прежнему требуют больших затрат ручного труда и времени.

Имеющийся на борту судна вычислительный центр из двух ЭВМ EC-1011 и широкая конфигурация периферийных систем позволили облегчить задачу ввода данных и их обработку. Ввод данных осуществлялся с помощью дигитайзера в последовательные файлы, контролировался на экране дисплея, а сами данные записывались на магнитные диски. Сейсмограмма прикреплялась на планшете дигитайзера с таким расчетом, чтобы в один файл вмещался весь галс. Если галс не умещался в файл, он разбивался на два массива данных, и каждый массив заносился отдельно.

Для построения сейсмологического разреза, учитывающего скорость прохождения звука в различных средах, инженером-программистом нис А.Э. Петрушенасом была разработана программа DIGRA-2 с выводом данных на графопостроитель "Сервогор". Каждой отражающей границе был присвоен номер и цвет. Для учета поправки на прохождение волны в различных средах принимались следующие скорости звука, м/с: в воде — 1500, в осадочном слое — 2000, в фундаменте — 4500. Программа также учитывала вертикальный сдвиг записи при изменении задержки ждущей развертки регистратора. Таким образом ликвидировались разрывы на разрезе, вызванные изменением задержки записи. Для отдельных слоев (или пачки слоев) программа предусматривала построение графика мощности слоя. Этот график по своим вертикальным масштабам строился над разрезом, обычно для мощности всего осадочного слоя. Программа предусматривала построение разрезов и графиков мошностей в различных вертикальных и горизонтальном масштабах. Масштабы выбирались с учетом длины галса, максимальной и минимальной глубины отражающих горизонтов и размеров планшета графопостроителя. Если галс разбивался на два и более массива данных, программа предусматривала объединение файлов на одном графике. После ввода данных и их редакции на планшете графопостроителя автоматически строился сейсмогеологический разрез и график мощности осадочного слоя (рис. 12).

АНАЛИЗ ЗАПИСИ СЕЙСМОГРАММ

Полигон горы Крылова. Гора Крылова представляет собой поднятие овальной формы, выступающее над абиссальной равниной. Профилирование на полигоне горы Крылова проводилось по схеме, показанной на рис. 13. Основная часть галсов проходила по периферии горы Крылова и, за исключением галсов 2, 9 и частично 7, располагалась за пределами работ многолучевого эхолота. Основное внимание было уделено изучению зоны перехода горы Крылова к абиссальной равнине. На самой горе, как показали галсы 1, 2, из-за отсутствия осадочного покрова и сложно расчлененного рельефа трудно было ожидать записи интенсивных отражающих границ, кроме рельефа дна. Наиболее характерные примеры записи на полигоне горы Крылова приведены на рис. 14.

На всех сейсмограммах, полученных на этом полигоне, выделяется характерный горизонт с неровной поверхностью и записью интенсивных отражений, регистрирующихся практически на всех галсах. Этот сейсмический горизонт, принятый как акустический фундамент, по-видимому, можно сопоставить с поверхностью базальтового основания или второго слоя океани-



Рис. 13. Галсы НСП полигона горы Крылова

ческой коры. Отраженный сигнал от фундамента прослеживается на временах от 0 до 200—300, местами до 500 мс.

Осадочный чехол представлен акустически прозрачным слоем. На отдельных галсах внутри этого слоя прослеживается одна, но достаточно уверенная отражающая граница. Эта граница, местами повторяющая рельеф фундамента, по-видимому, соответствует перерыву в осадконакоплении в эоцене-раннем миоцене. Этот перерыв установлен практически во всех скважинах, пробуренных к западу от Африканского побережья в районах Зеленомысской и Канарской котловин. В скв. 140, 368 верхняя неоген-четвертичная толща мощностью илами, мергелем, глинами; нижняя по 260 м представлена эоценпалеогеновая — зелеными алевролитами и аргиллитами. Эта толща в скв. 368 имеет мощность порядка 690 м, в скв. 140 — порядка 785 м, а в скв. 12, расположенной западнее, — всего только 65 м. Мезозойские отложения, вскрытые скважинами в основании осадочного чехла, выклиниваются на расстоянии 800—1000 км от Африканского материка [Осадочный чехол..., 1984]. подножия горы Крылова эти отложения, по-видимому, отсут-В разрезе ствуют, что позволяет отнести гору Крылова за пределы Сенегальского бассейна.

Галс 1. Галс протяженностью 17 миль (31 км) пересекает с юга на север восточное подножье горы Крылова и проходит на 2 мили восточнее полигона эхолотирования и магнитометрии. Отраженный сигнал от поверхности осадочного чехла регистрируется четкой записью колебаний из четырех фаз длительностью 60 мс. Внутри осадочного чехла интенсивно отраженных горизонтов практически не прослеживается. Только на северном конце галса внутри осадочной толщи появляется одна отражающая граница несогласного залегания верхнего и нижнего слоев. Мощность осадочного чехла на этом галсе 120 м у южного склона, 150 м на террасе южного склона и 180 м у северного подножия горы.

Фундамент под осадочным покровом прослеживается интенсивным цугом волн длительностью 250—400 мс. Поверхность акустического фундамента выгля-



Рис. 14. Примеры записи сейсмограмм НСП на полигоне горы Крылова Галсы: a — 3, 6 — 7, в — 9

дит чередованием холмистых структур и впадин. На склонах горы в местах, лишенных осадочного покрова, фундамент имеет более ровный характер. Северный склон горы прорезан глубоким каньоном, склоны которого покрыты акустически прозрачными осадками.

Галс 2. Галс протяженностью 20 миль (37 км) проходит с севера на юг по восточному склону горы в миле от вершины. Южная и центральная части галса проходят по крутым склонам горы Крылова, лишенным какихлибо признаков осадочного слоя. Северная часть галса выходит на абиссальную равнину. Осадочный чехол, примыкающий к крутому северному склону, представлен ровным акустически прозрачным слоем мощностью 250 м. Фундамент под чехлом и на поверхности северного склона ровный.

Галс 3. Галс длиной 23,5 мили (42 км) проходит с запада на восток по южному подножию горы Крылова. Акустически прозрачный чехол прослеживается по всей длине галса. В западной и центральной частях галса фундамент понижается к востоку, рельеф его имеет слегка волнистый характер. Мощность осадочного чехла 180 м выдержана по простиранию. Внутри чехла прослеживается четкая отражающая граница, полностью повторяющая форму рельефа фундамента. Верхний слой по этой границе несогласно залегает на нижнем (рис. 14, a).

В восточной части галса на протяжении 15 км наблюдается зона тектонических дислокаций, затрагивающих прежде всего акустический фундамент, который представлен здесь чередованием куполообразующих структур. Форму куполов этим структурам, по-видимому, придают дифрагированные отражения от отдельных блоков фундамента, смещенных друг относительно друга. Вся эта система блоков опущена относительно фундамента на 150—200 м. Мощность осадков в этой зоне 180—300 м. Поверхность осадочного чехла осложнена небольшими поднятиями, под которыми наблюдается резкое затухание отраженных сигналов. Связи этих поднятий и зон затухания со структурами фундамента не наблюдается. Внутри осадочного чехла прослеживаются два неярко выраженных горизонта.

К востоку от зоны тектонических депрессий разрез имеет такой же характер, что и в центральной части галса, хотя фундамент и осадочный чехол



Рис. 14 (продолжение)

7,0 L



Рис. 14 (окончание)

опущены еще на 150 м. Мощность чехла на этом участке галса 150 м. Тахим образом, абиссальная равнина этой части галса опущена на 300 м относительно абиссали, расположенной к западу от зоны дислокаций.

Галс длиной 28 миль (48 км) проходит с юга на север Галс 4. по восточному подножию горы Крылова в 10 милях от основного полигона. В южной части галса осадочный чехол имеет мощность 200—250 м и залегает на довольно сложном фундаменте. Внутри осадочной толщи прослеживаются две отражающих границы. Верхний горизонт залегает горизонтально на глубине 100 м. Нижний горизонт прослеживается параллельно фундаменту. Мощность нижнего слоя порядка 70-90 м.

Отраженный от фундамента сигнал хорошо выражен, хотя его запись на этом участке галса неоднородна.

Центральная часть галса проходит по подводной возвышенности с амплитудой не более 300 м. Возможно, эта возвышенность является отрогом горы, расположенной юго-восточнее горы Крылова. Акустический фундамент в центре возвышенности приподнят на 400-450 м. Склоны возвышенности и ее вершина покрыты слоем консолидированных осадков мощностью до 200 м. Отраженный сигнал от южного склона и вершины значительно слабее, чем отражение от северного склона. Запись отраженного сигнала от поверхности осадков северного склона похожа больше на запись сигнала от фундамента. По-видимому, смена характера записи связана со сменой типа осадков или степенью их дислоцированности.

У подножия северного склона в фундаменте наблюдается довольно глубокий карман, заполненный акустически прозрачными осадками мощностью до 270 м. Характер записи отражений от этих осадков, а также от фундамента такой же, как и в южной части галса.

К северу от этого кармана фундамент и частично осалочный чехол осложнены глубокими провалами и куполообразными поднятиями. Запись отраженного сигнала от фундамента и осадочного чехла в этих местах нечеткая.

В северной части галса наблюдается ступенчатое поднятие фундамента и осадочного чехла с амплитудой 300 м. Эта часть галса по строению осадочного чехла и фундамента сходна с восточной частью предыдущего галса, что, по-видимому, свидетельствует об их принадлежности к единой тектонической структуре.

Галс 5. Этот галс проходит с востока на запад вдоль северного подножия горы Крылова в 10 милях от основного полигона. Длина галса 41 миля (76 км).

Акустический фундамент на этом галсе имеет сложный рельеф. Местами фундамент выходит на поверхность. Осадочный чехол меняется по мощности от 0—100 м в восточной части галса и в центре до 200—300 м во впадинах западной части. Почти на всем протяжении галса осадки дислоцированы. Только в двух прогибах верхний слой осадков имеет спокойное залегание. Этот слой с несогласием залегает на нижнем. Для осадков восточного неглубокого прогиба характерна слабая запись отражений, в то же время осадки глубокого западного прогиба характеризуются интенсивным отраженным сигналом. Это свидетельствует о том, что прогибы заполнены различными по литологическому составу осадками.

Галс 6. Галс проходит в 10 милях к западу от галса 1 с севера на юг. Длина галса 26,4 мили (41 км).

Так же, как и на галсе 5, фундамент имеет неровную поверхность и меняющуюся на всем протяжении мощность осадочного чехла. Только в отличие от предыдущего галса мощность чехла несколько больше — от 100— 180 м на севере до 400-500 м на юге. Рельеф фундамента сложнорасчлененный, хотя имеет более плавные формы обводов, чем на предыдущем галсе. 41 Осадочный слой представлен акустически прозрачной толщей, характерной для всего района исследований. В южной части галса в основании осадочной толщи наблюдается одна отражающая граница, прослеживающаяся на всех предыдущих галсах.

Галс 7. Этот галс пересекает район исследований по диагонали в юговосточном направлении и проходит по северо-восточному отрогу горы Крылова. Длина галса 39 миль (76 км). На сейсмограмме отрог выглядит в виде пика с террасами по обоим склонам (рис. 14,6).

Осадочный покров на склонах практически отсутствует. Только на террасе северо-западного склона и вершине наблюдаются отдельные останцы осадочного чехла. У подножия горы осадки прослеживаются в виде осыпи, прислоненной к слону.

Фундамент северо-западной части галса, проходящей на абиссали, расчленен приподнятыми блоками коры. Поверхность блоков покрыта слегка дислоцированными осадками мощностью до 150—200 м. Межблочные впадины заполнены осадками мощностью до 400 м. По всей видимости, тектоногенез, приведший к поднятию этих блоков, произошел недавно, так как современное осадконакопление не успело снивелировать вновь образовавшийся рельеф. В пользу этого факта говорит также абсолютное сходство волновой картины верхних частей осадочной толщи межблочных депрессий и осадочного чехла, покрывающего блоковые структуры.

Рельеф фундамента юго-восточной части галса более спокоен. В конце галса фундамент и чехол ступенчато опущены на 200 м. Эта ступень наблюдается также на галсах 3, 4, 8. Мощность осадочного чехла этой части галса 200—250 м. В низах осадочной толщи, заполняющей межблочные депрессии, наблюдается одна отражающая граница.

Галс 8. Галс проходит в субмеридиональном направлении, пересекая под небольшим углом юго-восточную оконечность галса 7. Длина галса 27,5 мили (47 км).

В юго-восточной части галса выходы акустического фундамента чередуются с глубокими провалами, заполненными слоем осадков до 200 м. Северозападная часть галса по характеру записи сходна с галсом 7 в его юговосточном продолжении.

Галс 9. Этот галс проложен в широтном направлении с востока на запад и проходит в двух милях от основных вершин горы Крылова. Длина галса 19 миль (39 км) (рис. 14, *в*).

Осадочный чехол мощностью 180—200 м прослеживается только у восточного подножия горы. Основная часть проходит по сложно расчлененному рельефу крутых склонов горы. Отраженный сигнал, интенсивность которого зависит от крутизны склонов, в верхней части горы прослеживается длительным цугом волны (до 250—300 мс), характерным для акустического фундамента. На остальной части гористого рельефа наблюдается чередование интенсивных отражений со слабыми, иногда сравнимыми с уровнем шумовых помех и практически не коррелируемыми отражениями в нижней части склона.

Полигон горы Безымянной — 640. Этот полигон расположен западнее горы Крылова на расстоянии 570 миль. На полигоне выполнено 6 галсов широтного направления длиной по 40 миль (75 км) на расстоянии 6 миль (10,5 км) друг от друга. Галсы 2—5 центральной частью совпадают с галсами эхолотирования и магнитометрии (рис. 15).

Гора Безымянная—640 вместе с возвышенностями, прослеживающимися к западу и востоку, образует систему поднятий, имеющую субширотное простирание. Цоколь горы на глубинах 4000—4500 м имеет ромбовидную форму, расположен за пределами эхолотного полигона и слегка вытянут в субмеридиональном направлении.



Рис. 15. Галсы НСП полигона горы Безымянной-640

Акустический фундамент прослеживается на всех галсах четким цугом волн длительностью до 200 мс. В отличие от полигона горы Крылова на этом полигоне акустический фундамент в пределах абиссальной равнины не выходит на поверхность.

Осадочный чехол представлен акустически прозрачными осадками, практически недислоцированными. Внутри чехла прослеживается четкая отражающая граница. Эта граница следится почти на всех галсах, причем отраженный сигнал от нее более интенсивный, чем от подобной границы, наблюдавшейся на полигоне горы Крылова. Стратифицировать эту границу с каким-либо горизонтом не представляется возможным из-за отсутствия вблизи от полигона пробуренных скважин.

Галс I. Этот галс проходит с запада на восток в 6 милях (10 км) южнее основного полигона. Западная часть галса попадает на абиссальную равнину с осадочным чехлом, мощность которого уменьшается от 500 м в начале галса до 150 м у подножия горы. Внутри чехла на глубине 150—200 м прослеживается ровный маркирующий горизонт с интенсивной записью.

В месте сочленения абиссальной равнины с подножием горы фундамент и чехол дислоцированы в куполообразные складки амплитудой до 60 м. Поверхность южного склона горы практически лишена осадочного покрова, за исключением гребня, который покрыт осадками мощностью до 100 м. Восточная часть галса по характеру фундамента и покрывающего его осадочного чехла отличается от западной. Мощность чехла не превышает 700 м. В зоне сочленения абиссальной равнины со склонами горы в структуре фундамента наблюдается карман глубиной до 180 м.

В 12 милях (20 км) от подножия горы дно и фундамент резко опускаются на 400 м, образуя уступ, по форме напоминающий тектонический сброс. Однако при внимательном анализе волнового поля под поверхностью фундамента обращает на себя внимание целое семейство осей синфаз-





ности, уходящих под основание горы от этого уступа. По интенсивности записи эти оси синфазности регистрируются на уровне шумовых помех (рис. 16, a). Природу этих осей синфазности, прослеживающихся под таким мощным экранирующим горизонтом, каким является акустический фундамент, трудно объяснить. Не исключено, что это могут быть какие-то отголоски отражений от поверхностей блоковых скольжений внутри фундамента. В этом случае зарегистрированный тектонический уступ может интерпретироваться как надвиг.

Галс 2. Галс проходит по южному склону горы с востока на запад. Центральная часть галса совпадает с южным галсом полигона эхолотирования и магнитометрии. Почти вся центральная и западная части галса пересекают склон горы. К западному склону примыкает южный край обширного каньона. На этом галсе только намечаются его контуры в виде неглубокой долины, заполненной до 240 м осадками. Склоны горы и гребень практически лишены осадочного покрова. Даже в отдельных ущельях, прорезающих гребень, осадков не обнаружено. Только отдельные террасы у подножия склона покрыты маломощными акустически прозрачными осадками.

Проведенные на склонах горы драгирование и фотографирование дна показали, что эти склоны на глубине ниже 2000 м слагают известняки. Так как скорости прохождения сейсмических волн в известняках соизмеримы со скоростями в коренных породах, то и отраженный сигнал от них по характеру записи мало чем будет отличаться от сигнала, характерного для отражений от второго океанического слоя. По этой причине карбонатное основание на этом и последующих галсах интерпретируется как акустический фундамент, хотя его в этом случае нельзя ассоциировать со вторым океаническим слоем.

Восточная часть галса представлена сильно расчлененным рельефом погребенного фундамента, постепенно понижающимся в восточном направлении. Мощность осадочного чехла, покрывающего фундамент, меняется от 0 до 75 м. Чехол представлен акустически прозрачными осадками с одним неярко выраженным горизонтом.

Галс 3. Галс проходит в восточном направлении по южному склону горы в 2,5 милях (4,5 км) от вершины. На сейсмограмме гора выглядит в виде симметричного пика с крутыми склонами.

Западную часть галса прорезает глубокий каньон, наполовину заполненный осадками. Ширина каньона более 5,5 миль (10 км), глубина по фундаменту более 1 км. Этот каньон прослеживается также на галсах 2,4,5, однако именно на этом галсе он имеет наибольшие глубину и мощность заполнения осадками. На галсах 2, 3 этот каньон представляет собой южную часть седловины, разделяющей гору Безымянную—640 и поднятие, расположенное западнее.

Восточная часть галса 3 имеет примерно тот же характер записи, что и на галсе 2: дислоцированный рельеф фундамента, меняющуюся по простиранию мощность осадков (от 100—250 м до 280 км у подножия горы).

В центральной части галса отраженный сигнал от склонов горы до глубины 2000 м имеет интенсивную запись. Ниже этой глубины сигнал резко затухает. Объяснить эту смену в записи отраженного сигнала только ослаблением акустического сигнала с глубиной за счет рассеяния нельзя. Повидимому, это связано со сменой отражающей способности склонов горы с изменением литологии. Драгирование, проведенное на этих склонах, показало, что верхняя часть горы покрыта панцирем твердых мраморовидных известняков, имеющих прекрасную отражающую поверхность. Ниже отметки 2000 м склоны горы покрыты рыхлыми известняками с невысокой отражающей способностью. Ширина панциря на сейсмограмме не превышает 8 миль (15 км). Галс 4. Галс проходит в западном направлении по северному склону горы в 4 милях (7,5 км) от вершины. Качественная запись по этому галсу получена только в его восточной части у подножия горы. Тем не менее каньон, отмеченный на предыдущем галсе, прослеживается и здесь, хотя его глубина уменьшается по фундаменту до 450 м, а ширина — до 5,5 км. Заполнение осадками каньона по этому галсу меньше, чем по галсу 3, причем осадки залегают в основном по склонам каньона. На этом галсе каньон представляет собой верхнюю часть седловины, разделяющей гору Безымянную—640 и западное поднятие.

В восточной части галса фундамент, примыкающий к склонам горы, резко расчленен и покрыт осадочным чехлом мощностью до 250 м. Внутри чехла наблюдается четкая отражающая граница.

Галс 5. Этот галс проходит в восточном направлении по северному подножию горы Безымянной—640 и западному склону соседнего поднятия, расположенного к востоку.

Западная часть галса проходит по северной части седловины, разделяющей западное поднятие и гору 640, центральная часть — по северному склону горы 640 и восточная часть — по седловине, разделяющей гору 640 и восточное поднятие. Мощность осадочного чехла в седловине меняется в зависимости от рельефа фундамента и не превышает 150 м.

На склонах горы осадки наблюдаются в виде маломощных покровов на отдельных выступах. Интенсивность отраженного сигнала от склонов слабая и соизмерима с фоном шумовых помех.

Восточную часть галса занимает глубокое ущелье, переходящее в склон западного поднятия. Этот склон имеет неровный рельеф поверхностей фундамента и осадочного слоя. Мощность осадков, заполняющих отдельные карманы склона и прикрывающих террасу на вершине, достигает 200 м. Осадки представлены акустически прозрачной толщей без видимых отражающих границ внутри.

Галс 6. Галс проходит с востока на запад севернее основного полигона на 6 миль (10 км). Северный склон горы Безымянной—640 представлен небольшой пирамидой в виде двух блоков, надстраивающих друг друга. Нижний блок этой пирамиды является приподнятой на 600 м частью акустического фундамента, верхний — фрагментом осадочного чехла (рис. 16,6).

По обе стороны блока симметрично расположены две довольно широкие долины. Западная долина является продолжением седловины, разделяющей гору 640 и западное поднятие. Восточная долина примыкает к склону восточного поднятия. Обе долины имеют относительно спокойный характер рельефа фундамента и заполнены осадками мощностью 250—300 м. Внутри осадочного чехла обеих долин прослеживается маркирующий горизонт с ярко выраженной записью в виде интенсивного отраженного сигнала длительностью порядка 70 мс.

Склон восточного поднятия имеет резко расчлененный рельеф с глубокими карманами, заполненными однородными акустически прозрачными осадками.

НАБЛЮДЕНИЯ НСП НА ПРОФИЛЯХ

Эти наблюдения проводились на переходах и носили чисто методический характер. На этих профилях проверялась работа аппаратуры и отрабатывалась методика наблюдений. Всего было выполнено 6 коротких профилей, в основном в пределах Канарской котловины. Данные о профилях и схема их расположения приведены в табл. 1 и на рис. 11.

На профилях 1—5 в качестве источника возбуждения упругих колебаний спользовался пневоизлучатель, на профиле 6 — электроискровой излучатель.

Район работ	Начало профиля		Конец профиля		Длина	
	°с₊ш.	° з.д.	°с.ш.	° з.д.	мили	км
Западный борт Канар- ской котловины	22° 05′	25° 03'	21° 53′	25° 25′	30	50
Южная часть Канарской котловины	17 58	29 48	17 49	29 55	6,5	10
Переход от горы Крылова к горе Безымянной–640	16 08	34 57	16 03	35 31	29	48
Переход от горы	16 06	36 29	16 45	36 12	43,5	80,5
Безымянной–640 к горе Круизер. Южная часть Канар- ской котловины	19 52	35 18	21 25	34 36	90	166
Гора Эрвинг – гора Круизер	31 53	28 31	32 38	26 27	82	152

Таблица 1 Профили НСП

Профиль 1. Этот профиль проходит по восточной периферии Канарской котловины в пределах Ааюнского бассейна между скв. 137, 138, 139, 140 и профилями МОВ ОГТ 7802 [Осадочный чехол.., 1984] и НСП 24-го рейса нис "Академик Курчатов" [Непрочнов и др., 1979].

Базальтовый фундамент вскрыт скв. 137 и 138 на глубинах 387 и 435 м. Расположенные к востоку от профиля скв. 138 и 140 были пробурены до глубин 651 и 656 м. Этими скважинами вскрыты породы верхнего мела и нижнего миоцена.

На временном разрезе профиля фундамент представлен неровной отражающей поверхностью, прослеживающейся на временах от 0,7 до 1,0 с. По данным бурения, скорости звука в осадочной толще составляют 1700—1800 м. Таким образом, фундамент по профилю 1 залегает на глубинах от 600 до 900 м (см. рис. 12,*a*).

В верхней третично-четвертичной части осадочной толщи наблюдаются несколько отражающих границ. В нижней акустически прозрачной толще нижнего миоцена—верхнего мела выделяется интенсивная отражающая граница. Эта граница может соответствовать кровле карбонатных пород верхнего мела и может быть сопоставлена с горизонтом β, известным в Северной Атлантике [Непрочнов и др., 1979].

Профиль 2. Профиль прослежен при подходе с севера к полигону горы Крылова. На сейсмограмме профиля наблюдается ступенчатое опускание фундамента на 700 м. Южная, опущенная, часть фундамента покрыта толщей акустически прозрачных осадков мощностью 350 м.

Профиль 3. Профиль прослежен на подходе к горе Безымянной—640 при переходе от полигона горы Крылова. Западная часть профиля представляет собой несимметричную долину, пологий склон которой имеет неровную поверхность на западе, а крутой восточный склон переходит в склон подводного холма, занимающего восточную часть профиля. Западный склон долины покрыт осадками мощностью от 100 до 200 м.

Профиль 4. Этим профилем заканчивались все наблюдения на полигоне горы Безымянной—640 и начинался переход в северо-восточном направлении в сторону горы Круизер. Акустический фундамент по этому профилю имеет хорошо выраженное блочное строение с межблочным заполнением многослойной осадочной толщи. На профиле зарегистрированы два блока шириной 11 и 24 км с амплитудой поднятия обоих блоков до 400 м. Отдельные фрагменты северного блока подняты до 700 м.

Внутри осадочной толщи, заполняющей межблочные впадины, а также покрывающей поверхность северного блока, прослеживаются два горизонта. Мощность осадочного чехла в этих впадинах закономерно увеличивается в северном направлении от 150—200 до 300—400 м.

Профиль 5. Этот профиль проходит в южной части Канарской котловины в северо-западном направлении и пересекает 20° с.ш.

Акустический фундамент на этом профиле представлен чередованием невысоких гор и межгорных впадин. На них накладываются структуры второго порядка в виде небольших долин с волнистым рельефом. Каких-либо крупных дизъюнктивных нарушений фундамента на этом профиле не наблюдается.

Осадочный чехол представлен акустически прозрачным слоем, мощность которого меняется от 0 на крутых обрывах до 150—200 м в межгорных впадинах.

Профиль 6. Профиль проходит через горы Эрвинг и Круизер. В качестве излучателя акустических импульсов на этом профиле использовался электроискровой излучатель СКАТ-1.

Профиль начинается от юго-западного подножия горы Эрвинг с глубины 1800 м. Подножие горы и нижняя часть склона покрыты осадочным чехлом мощностью до 300 м (см. рис. 12,6). Внутри слоя на глубине 100 м от поверхности дна прослеживается в виде линзы слой акустически прозрачных осадков, выклинивающийся в месте небольшого дизъюнктивного нарушения склона. Поверхность этого горизонта послужила своеобразным экраном для отраженных сигналов от фундамента, и поэтому фрагмент фундамента, прослеживающийся у подножия горы, не имеет продолжения в записи под этим горизонтом.

Западный склон, вершина и верхняя часть северо-восточного склона лишены каких-либо признаков осадочного покрова. Зато межгорная седловина заполнена мощным слоем акустически прозрачных осадков. В центре впадины мощность осадков достигает 850 м. Внутри этой толщи наблюдается несколько отражающих горизонтов. Эти горизонты экранируют отраженный сигнал от фундамента, но в центре впадины эти горизонты не наблюдаются, и в образовавшемся акустическом окне прослеживается воздымающийся с глубины 850 м до 600 м отражающий горизонт, который, по-видимому, можно сопоставить с акустическим фундаментом.

Склоны горы Круизер (юго-западный склон из-за очень крутого наклона не просматривается) практически лишены осадков. Лишь на самой вершине горы внутри кратера наблюдается осадочный слой мощностью 250 м, да на отдельных небольших террасах северо-западного склона улавливаются тонкие линзы осадочного покрова.

Северо-восточный склон горы менее крутой, и на глубине 4900 м переходит в абиссальную равнину. Слабый акустический сигнал электроискрового излучателя не позволил получить с этой глубины четких отражающих границ. Тем не менее на сейсмограмме видно, что подножие склона в месте перехода покрыто слоем нерасчлененных слегка дислоцированных осадков мощностью до 150 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДУЕМЫХ РАЙОНОВ

Полигоны гор Крылова и Безымянной—640 расположены на стыке Канарской и Зеленомысской абиссальных плит к западу от островов Зеленого Мыса.

По данным глубоководного бурения и сейсмических исследований, известно, что к западу от Африканского побережья мощность осадочного чехла уменьшается от 2—3 км в районе континентального склона до нескольких сотен метров в районе островов Земного Мыса [Непрочнов, 1979] и практически до 0 на Срединно-Атлантическом хребте.

НСП, проведенное в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов", подтвердило эту закономерность. На сейсмограммах мощность осадочного чехла у подножия гор Крылова, Безымянной—640, Круизер и Эрвинг не превышает 100—200 м и только в редких случаях в отдельных ложбинах, образованных тектоническими провалами, достигает 300 м и более. На склонах гор рыхлый осадочный покров вообще не наблюдается. Склоны гор погружаются под осадочный чехол на глубине 4500 м, переходя в акустический фундамент, который, по данным бурения, соответствует базальтовому основанию второго океанического слоя.

В пределах абиссальной равнины акустический фундамент местами выходит на поверхность, например, к северу от горы Крылова. Подножие гор Крылова и Безымянной—640 испещрено многочисленными провалами, заполненными осадками. На рис. 17, 18, построенных по данным НСП, нанесены выходы фундамента на поверхность, глубины океанического дна и основные тектонические элементы: разломные зоны, грабены.

К востоку от горы Крылова абиссальная равнина опущена вдоль разломной зоны на 300 м. Разломная зона представляет собой полосу субмеридионального направления, ограниченную с востока и запада разломами сбросового типа. Внутри зоны на сейсмограммах прослеживается целая группа куполообразных структур, которые, по-видимому, являются не чем иным, как результатом дифракционных отражений от целой серии наклонных блоков. Пример возможной реконструкции этих блоков приведен на рис. 19.

Опускание восточного крыла (или подъем западного) абиссальной равнины могло произойти в миоцене. Об этом свидетельствуют спокойное залегание верхней неоген-четвертичной толщи осадков и дислоцированность осадков нижней толщи.

Параллельно зоне разломов к западу от горы Крылова прослеживается заполненный осадками грабен. В этом же направлении простирается северовосточный отрог горы Крылова, который начинается от восточной наиболее высокой вершины горы. На галсах 7, 9 этот отрог выглядит в виде остроконечных пиков.

Осадочный чехол, покрывающий подножие горы Крылова, состоит в основном из недислоцированных или слабо дислоцированных акустически прозрачных осадков. Эти осадки заполняют практически все межблочные впадины. Однако на некоторых приподнятых блоках океанической коры в зонах разрывных нарушений и даже во впадинах наблюдаются сильно дислоцированные осадки. Это особенно заметно по обе стороны от западного грабена и у южного подножия горы Крылова. По-видимому, дислоцированность осадочного чехла связана с тектонической активизацией, происшедшей в неогене и четвертичном времени.

В пределах полигона горы Безымянной—640 наблюдается только один крупный разлом к юго-востоку от горы. Этот разлом, так же как и основные разломные структуры в районе горы Крылова, имеет субмеридиональное направление.



1 — выходы акустического фундамента на поверхность; 2 — консолидированные осадки; 3 — неконсолидированные осадки; 4 — изобаты, м; 5 — тектонические разломы; 6 — границы полигона эхолотирования

Восточное крыло абиссальной равнины опущено на 400 м. Природу этого разлома трудно определить. По форме он представляет собой сброс, однако прослеживающиеся под поверхностью фундамента оси синфазности, уходящие под основание горы, не исключают возможности надвиговой природы этого разлома.

Чехол, представленный слабо дислоцированными акустически прозрачными осадками, в пределах полигона горы Безымянной—640 развит в основном у южного и северного подножия горы. Основную часть полигона занимают выходы на поверхность акустического фундамента горы Безымянной—640 и прилегающих к ней восточного и западного поднятий, образующих единую горную систему, вытянутую в широтном направлении.

Расположение обеих гор относительно САХ свидетельствует о том, что обе горы расположены на океанической коре различного возраста. По магнитным аномалиям возраст коры на полигоне горы Крылова 90 млн лет, на полигоне горы Безымянной—640 — 60 млн лет. Тем не менее в геологическом строении обеих гор и прилегающих к ним областей есть общие черты. Прежде всего обращает внимание субмеридиональное и почти параллельное направление основных разрывных нарушений и широтное направление горых структур. Направление разрывных нарушений не соответствует глобальному направлению трансформных разломов, секущих Срединно-Атлантический хребет, и прежде всего разломов Кейн и Зеленого Мыса, между которыми расположены горы Крылова и Безымянная—640.



Рис. 18. Тектоническая схема полигона горы Безымянной—640 Условные обозначения см. на рис. 17

Таким образом, по результатам наблюдений НСП получены данные о геологическом строении верхней части океанической коры в северо-западной части Зеленомысской котловины и по отдельным профилям — в Канарской котловине. Эти данные позволили сделать следующие выводы.

1. Осадочный чехол в зоне сочленения Зеленомысской и Канарской котловин имеет сравнительно небольшую мощность. В районах наблюдений на полигонах гор Крылова и Безымянной—640 осадки прослеживаются только у подножия гор. Их мощность не выдержана и колеблется от 100—200 до 200—300 м, местами в отдельных карманах до 400—600 м.

Склоны гор и вершины практически лишены осадочного покрова. В зонах перехода к абиссальной равнине осадки заполняют межблочные впадины. В отдельных местах ими покрыты приподнятые блоки фундамента.

Осадочный чехол в основном представлен малорасчлененной толщей акустически прозрачных осадков. На полигоне горы Крылова слабо дислоцированные осадки чередуются с сильно дислоцированными, на полигоне горы Безымянной—640 осадки практически везде слабо дислоцированы.

2. Акустический фундамент в зоне сочленения обсих котловин имеет неровный характер рельефа. В горных сооружениях и местами на абиссальной равнине фундамент выходит на поверхность.

3. Акустический фундамент и осадочный чехол в окрестностях обеих гор осложнены различными тектоническими нарушениями в виде разломов, резких ступенчатых поднятий, блоковых структур. Некоторые из этих нарушений скрыты осадочным чехлом и на поверхности проявляются только в виде форм рельефа, другие, кроме фундамента, затрагивают осадочный чехол.

4. Направление основных разрывных нарушений, зарегистрированных на обоих



Рис. 19. Схематический разрез зоны разломов по галсу 3 полигона горы Крылова 1 — акустический фундамент; 2 — осадочный чехол; 3 — отражающие границы в осадочном слое

полигонах, не совпадает с глобальным направлением трансформных разломов, секущих Срединно-Атлантический хребет.

5. Временные разрезы южной части Канарской котловины, представленные профилями 1, 5, свидетельствуют об увеличении мощности осадочного чехла в сторону Африканского материка. Если по оси котловины осадки заполняют впадины депрессий и их мощность не превышает 100—200 м, то в направлении материка мощность увеличивается и в прибортовой части котловины, на стыке с континентальным склоном, достигает 700 м и более. Эти данные подтверждаются скв. 137—140 и сейсмическими профилями МОВ ОГТ.

6. Подводные горные сооружения Эрвинг и Круизер, расположенные южнее Азорских островов, практически лишены осадочного покрова, однако межгорная седловина заполнена слоем стратифицированных осадков, достигающим мощности 800 м.

Абиссальная равнина со стороны юго-западного склона горы Эрвинг покрыта слоем осадков мощностью 400 м, а с северо-восточной стороны горы Круизер — всего 150 м.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Полигон горы Атлантис (см. рис. 1) (34° 19,39' — 34° 32,92' с.ш., 31° 3,6' — 31° 19,83' з.д.). Станция 1. Западный склон горы Атлантис (34° 25' с.ш., 31° 11,7' з.д., 1250 м, дночерпатель).

Поверхностный слой осадка — алевритистый песок светло-коричневый органогенный. Сложен раковинами и детритом фораминифер (95%) и птеропод (5%). Присутствует значительное количество спикул губок (обр. 1-1-Ч-1-ЕШ).

Станция 3. Западный склон горы Атлантис (34°34,23' с.ш., 31°13,5' з.д., 950 м, дночерпатель).

Поверхностный слой осадка — алевритистый песок светло-коричневый карбонатный. Сложен раковинами и детритом фораминифер. Встречаются птероподы и иглы губок (обр. 1-3-Ч-2-ЕШ).

Станция 4. Седловина, северо-восточный склон горы Атлантис (34°32,6' с.ш., 31°03,7' з.д., 2340 м, драга).

Обломки кораллов с налетами в верхней части черного вещества железомарганцевого состава (до 2 см). В нижней части кораллы имеют свежую поверхность, указывающую на то, что они отломаны от основной постройки. Кораллы по морфологическим признакам древние. В кавернах кораллов развиваются современные губки и мелкие морские звезды. Размер обломков кораллов 10—30 см.

Железомарганцевая корка (около 1,5 см) представлена обломками 5—25 см. Более мощные корки (5 см) зональные. Верхняя часть состоит преимущественно из черного вещества (Мп), нижняя охристая. На верхней стороне отмечаются налеты карбоната белого цвета. Железомарганцевая корка массивная с металлическим блеском на изломе. Поверхности верхней и нижней частей корки сложены мелкими глобулами черного вещества размером доли миллиметров. В целом железомарганцевая корка образует плиту мощностью 1,5—5 см с неровной почковидной поверхностью (обр. 1-4-Д-4-ЕШ, 1-4-Д-5-ЕШ, 1-4-Д-6-ЕШ, 1-4-Д-7-ЕШ, 1-4-Д-8-ЕШ, 1-4-Д-9-ЕШ и 1-4-10-ЕШ).

Станция 5. Северо-восточный склон горы Атлантис (34°31,9' с.ш.,31°06,6' з.д., 1388 м, драга).

Мелкие обломки кораллов с железомарганцевыми налетами. Губки радиальнолучистые.

Станция 6. Северо-восточная вершина горы Атлантис (34°28,2' с.ш., 31°06,5' з.д., 728 м, дночерпатель).

Алевритистый песок, карбонатный, мелкозернистый, состоит из раковин и детрита фораминифер и редких спикул губок (обр. 1-6-Ч-11-ЕШ).

Станция 7. Юго-западная вершина горы Атлантис (34°22,8' с.ш., 31°15,3' з.д., 735 м, дночерпатель).

Алевритистый песок, карбонатный, с большим содержанием спикул губок (обр. 1-7-Ч-12-ЕШ).

Кораллы темно-коричневого цвета, древние, обросшие современными бентосными формами микроорганизмов (обр. 1-7-Ч-13-ЕШ).

Станция 8. Юго-западная вершина горы Атлантис (34°22,2' с.ш., 31°15,5' з.д., 650 м, дночерпатель).

Мелкие обломки древних кораллов (обр. 1-8-Ч-14-ЕШ).

Станция 9. Юго-западнее полигона горы Атлантис, абиссальная равнина (33°23' с.ш., 29°12'з.д., 3070 м, трубка большого диаметра).

0—5 см. Глина светло-коричневая, карбонатная, с отдельными спикулами губок. Частицы размером 0,1 мм составляют около 20% объема осадка и представлены раковинами и детритом фораминифер. Спикулы губок (до 2% объема осадка) представлены игольчатыми выделениями длиной до 0,15 мм. Основная масса сложена карбонатным детритом с размером частиц порядка 0,005 мм. Среди основной массы встречаются кокколиты размером до 0,01 мм. Обломочные минералы составляют менее 1% объема и представлены кварцем, по-видимому, эолового происхождения и ортопироксеном и агрегатами глинистых минералов (обр. 1-9-Т-15-ЕШ).

5—12 см. Глина светло-коричневая. Песчаная фракция состоит, из фораминифер и отдельных спикул губок. Микроскопическое изучение показало идентичность вещественного состава этого и вышеописанного горизонтов (обр. 1-9-Т-16-ЕШ).

12—50 см. Алевритистая глина более темная, чем вышеописанная. Встречаются линзы глинистого алеврита. Алеврит фораминиферовый отсортированный, мощность линз 6 см. Состав аналогичный обр. 1-9-Т-15-ЕШ, 1-9-Т-16-ЕШ. Из обломочных минералов встречается угловатый кварц размером от 0,02 до 0,1 мм, который составляет около 2% объема осадка. По-видимому, этот кварц эолового происхождения. Основная масса сложена пелитоморфным карбонатом и кокколитами, имеющими размер до 0,01 мм. Встречаются отдельные зерна клинопироксена (обр. 1-9-Т-17-ЕШ, алевритистая глина, обр. 1-9-Т-18-ЕШ, глинистый алеврит).

50—63 см. Глина становится более коричневой, содержит больше обломочного материала (обр. 1-9-Т-19-ЕШ). 63—95 см. Глина светло-коричневого цвета, фораминиферовая, содержит пелитовый обломочный материал (обр. 1-9-Т-20-ЕШ).

Полигон горы Крунзер (см. рис. 1) (32°14,9'-32°29,06' с.ш., 27°15,07'-27°32,5' з.д.).

Станция 10. Вершина горы Круизер (32°15,1' с.ш., 27°32,0' з.д., 749 м, пночерпатель).

Алевритистый песок плохо сортированный, органогенный, состоит из раковин фораминифер, обломков ветвистых кораллов размером 1—2 см и обломков плитчатых кораллов размером 2—5 см. Поверхность кораллов покрыта железомарганцевой корочкой (обр. 1-10-Ч-21-ЕШ).

Станция 11. Северо-восточный склон горы Круизер (32°23,0' с.ш., 27°19,5' з.д., 3054 м, трубка малого диаметра).

0—15 см. Глина светло-коричневая. Песчаная фракция представлена фораминиферами. Частицы размером 0,1 мм составляют более 20% объема осадка, состоят из раковин и детрита фораминифер. 75% осадка сложено пелитоморфным карбонатом с отдельными спикулами губок и кокколитов. Обломочные минералы составляют около 5%, представлены в основном угловатыми зернами кварца, отдельными зернами клинопироксена и агрегатами глинистых минералов. Кварц имеет размер до 0,05 мм, клинопироксен — около 0,025 мм. Петрофонд золовый (обр. 1-11-T-22-ЕШ).

15—47 см. Глина коричневая, пелитовый материал карбонатный. Состав аналогичный обр. 1-11-Т-22-ЕШ (обр. 1-11-Т-23-ЕШ).

47—55 см. Глина. Песчаная фракция фораминиферовая пелитовая карбонатная. Состав обломочных минералов тот же, что и в обр. 1-11-Т-22-ЕШ, 1-11-Т-23-ЕШ (обр. 1-11-Т-24-ЕШ).

Станция 12. Северо-восточный склон горы Круизер (32°20,0' с.ш., 27°26,7' з.д., 2000—1800 м, драга).

Обломки коралловых известняков размером 1—10 см. Известняки образуют неровную слоистую постройку с нарушенным залеганием. Поверхность известняка покрыта тонким налетом черного вещества марганцевого состава. Встречаются окатанные и полуокатанные обломки пемзы размером до 2 см (обр. 1-12-Д-25-ЕШ).

Станция 13. Восточный склон горы Круизер (32°19' с.ш., 27°26' з.д., 1800— 1297 м, драга).

Обломки коралловых известняков размером 1—80 см. Известняки массивные кавернозные. На поверхности и в кавернах марганцевые корочки. Известняки разбиты отдельностями по "слоистости" (обр. 1-13-Д-26-ЕШ).

Наряду с известняками из коренных выходов много окатанных обломков известняков. Эти обломки менее плотные, "выветрелые". В "выветрелых" известняках также отмечаются точечные скопления марганцевых образований (обр. 2-13-Д-27-ЕШ).

Обломки базальтов измененные, угловатые гальки размером 2—10 см, на поверхности покрыты корочкой марганцевых соединений.

Обр. 1-13-Д-28-ЕШ (z-1). Трахибазальт — трахиандезитобазальт афировый, тонко-, равномернозернистый, массивный, неполностью раскристаллизованный. Порода представляет собой девитрифицированное вулканическое стекло, переполненное лейстами плагиоклаза с примесью иддингсита, пироксена и санидина. Мезостазис (девитрифицированное стекло) содержит мельчайшие кристаллы санидина, пироксена и рудной пыли. Рудный минерал окислен, вследствие чего стекло имеет ржаво-бурую окраску. Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Первая генерация — редкие микрофенокристы таблитчатого габиуса размером до 0,4 мм, удлинение кристаллов 1:3, 1:4. Состав плагиоклаза лабрадор—битовнит (Ab₃₅An₆₅). Вторая генерация — мелкие лейсты с удлинением 1:8. Состав — андезин—лабрадор (Ab₅₀, An₅₀). Санидин представлен таблитчатыми микрофенокристами размером до 0,3—0,4 мм с удлинением 1:2. Кроме того, присутствуют мелкие редкие изометричные таблички санидина в интерстициальном стекле. Оливин и пироксен также образуют микрофенокристы размером до 0,5 мм. По форме кристаллов можно выделить два типа: призматический с удлинением 1:4 и ромбовидный. По-видимому, это различные сечения достаточно изоморфных кристаллов. Иногда в ромбовидных кристаллах содержится идиоморфное включение пикотита. Пироксен, встречающийся в виде микрофенокристов размером до 0,2 мм, судя по форме кристаллов, характеру спайности и углам погасания относится к группе клинопироксенов. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ вулканическое стекло > иддингсит > санидин > клинопироксен > рудный > пикотит.

Структура породы трахитоидная интерсертальная. Визуально вторичные изменения породы проявлены в развитии иддингсита, в побурении девитрифицированного стекла за счет окисления рудной пыли и в выполнении редких везикул смектитом. Породообразующие минералы не изменены.

Обр. 1-13-Д-28-ЕШ (z-2). Трахибазальт афировый, тонко-, равномернозернистый, слабо везикулярный, неполностью раскристаллизованный. Мезостазис представлен девитрифицированным вулканическим стеклом. Раскристаллизованная часть породы представлена разнообразно ориентированными мелкими лейстами плагиоклаза с удлинением 1:5—1:8, редкими удлиненными табличками санидина, мелкими изометричными кристаллами решетчатого микроклина, ромбовидными футлярообразными и мелкими призматическими кристаллами, по-видимому, оливина, замещенного иддингситом, и достаточно идиоморфными кристаллами клинопироксена. Некоторые ромбовидные выделения иддингсита содержат изометричные зерна пикотита и овальные реликты запечатанного недивитрифицированного стекла.

В интерстициальном вулканическом стекле просматриваются кристаллы плагиоклаза, клинопироксена, калишпата, измененного оливина и окисленная рудная пыль. Везикулы очень редки, их размер не превышает 0,05 мм. Формула минерального состава породы: плагиоклаз=вулканическое стекло > калишпат > иддингсит > клинопироксен > рудный ≥ пикотит. Структура породы интерсертальная, в отдельных участках трахитондная. Вторичные процессы проявлены в окислении рудной пыли и выполнении везикул смектитом. Породообразующие минералы не изменены.

Обр. 1-13-Д-28-ЕШ (z-3). Трахибазальт афировый, тонко-, неравномернозернистый, слабо везикулярный. Везикулы размером не более 0,2 мм. Мезостазис представлен девитрифицированным вулканическим стеклом. Он составляет немногим более половины объема породы. Раскристаллизованная часть породы сложена мелкими лейстами и микрофенокристами плагиоклаза (андезин—лабрадор), призматическими, ксеноморфными и ромбовидными микрофенокристами оливина, измененного до иддингсита, таблитчатыми кристаллами калишпата (санидин) и идиоморфными микрофенокристами клинопироксена. Размер микрофенокристов не более 0,3 мм. В интерстициальном стекле видны кристаллиты калишпата, плагиоклаза, клинопироксена и рудная пыль. Формула минерального состава породы: вулканическое стекло > плагиоклаз > иддингсит > санидин > клинопироксен > рудный. Структура породы интерсертальная. Из вторичных минералов развит смектит, который частично или полностью выполняет везикулы и в редких случаях развит по интерсертальному вулканическому стеклу.

Обр. 1-13-Д-28-ЕШ (z-4). Трахибазальт афировый, тонко-, равномернозернистый, неполностью раскристаллизованный, с редкими везикулами. Размер везикул до 0,1—0,2 мм. Мезостазис, представленный черным вулканическим стеклом, составляет около 60% объема породы. Раскристаллизованная часть состоит главным образом из мелких лейст плагиоклаза с единичными микрофенокристами ромбовидных, таблитчатых и ксеноморфных кристаллов оливина, измененных до иддингсита, табличек калишпата и изометричных кристаллов клинопироксена. Размер микрофенокристов не более 0,1—0,3 мм. Состав плагиоклаза: андезин—лабрадор (Ab₅₀, An₅₀). Формула минерального состава породы: вулканическое стекло > плагиоклаз > иддингсит > калишпат ≥ клинопироксен. Структура породы трахитоидно-интерсертальная. Вторичные минералы представлены иддингситом, замещающим оливин, и смектитом, выполняющим редкие везикулы.

Обр. 1-13-Д-28-ЕШ (2-5). Трахибазальт афировый, тонко-, неравномернозернистый, массивный. Мезостазис, составляющий примерно 50% объема породы, представлен девитрифицированным вулканическим стеклом черно-бурого цвета, пятнистой окраски. Везикулы единичны. Раскристаллизованная часть состоит из мелких лейст плагиоклаза (удлинение 1:4—1:8) и его отдельных микрофенокристов размером до 0,2 мм с примесью калишпата (санидин), реликтов иддингситизированного оливина, чаще всего призматической формы. Иногда катафорит-керсутит образует звездообразные гломеропорфировые сростки, в промежутках которых наблюдаются сегрегации калишпата и плагиоклаза. В некоторых его кристаллах ромбовидной формы наблюдаются мелкие изометричные включения пикотита. Клинопироксен представлен микрофенокристами изометричной призматической или неправильной гексагональной формы.

Формула минерального состава породы: плагиоклаз=вулканическое стекло > иддингсит > санидин > клинопироксен рудный. Структура породы интерсертально-трахитовая с вариолитовым элементом. Вторичные изменения породы проявлены в иддингситизации оливина и выполнении единичных мелких везикул смектитом. Марганцевые корочки мощностью до 5 см. Поверхность корочек микроглобулярная (обр. 1-13-Д-29-ЕШ).

Станция 14. Восточный склон горы Круизер (32°18' с.ш., 27°24' з.д., 1420—1267 м, драгирование в юго-западном направлении).

Галька измененных базальтов размером до 6 см, покрытая корочкой Мп.

Обр. 1-14-Д-30-ЕШ (z-6). Трахиандезит афировый тонко-равномернозернистый, везикулярный, не полностью раскристаллизованный. Количество везикул около 20%, размер 0,2—1,5 мм. Форма везикул причудливая, распределение неравномерное. У поверхности образца их концентрация увеличивается. Матрикс, составляющий около 45—50% объема породы, представлен девитрифицированным стеклом с обильными мелкими выделениями рудного минерала. Раскристаллизованная часть сложена мелкими лейстами с удлинением 1:4—1:6 и изометричными табличками калишпата. Судя по характеру двойникования (карлсбалский и макебахский законы) и показателю преломления (меньше канадского бальзама), это санидин. Кроме того, среди раскристаллизованной части породы очень редко (акцессорные количества) встречается оливин, замещенный иддингситом. Форма выделений ромбовидная изометричная размером 0,05 мм. Формула минерального состава породы: калишпат » вулканическое стекло » рудный минерал ≫ иддингсит. Структура породы пилотакситовая, текстура флюидальная. Близ поверхности обломка лейсты калишпата ориентированы субпараллельно его поверхности. Вокруг крупных каналообразующих везикул также отмечается субпараллельная ориентация лейст калишпата.

С одной стороны образца к трахиандезиту припаян обломок гиалобазальта (гиалотрахиандезита?). Лейсты полевого шпата очень мелки и неопределимы. Причудливая по форме трещина между ними заполнена тонкозернистым карбонатным материалом с небольшим количеством раковин фораминифер. Зальбанды трещины покрыты радиально-лучистым цеолитом. Везикулы частично или полностью выполнены цеолитом. Большая часть стекловатой фазы припаянного гиалобазальта пелагонитизирована. Обр. 1-14-Д-30-ЕШ (z-7). Трахиандезит афировый, тонко-, равномернозернистый, неполностью раскристаллизованный, сильно везикулярный. Количество везикул около 20%. Размер везикул 0,2—0,7 мм. Матрикс, составляющий около 30% объема породы, сложен девитрифицированным стеклом, наполненным рудной пылью. Раскристаллизованная часть сложена мелкими лейстами калишпата с единичными мелкими призматическими кристаллами иддингситизированного оливина. Формула минерального состава породы: калишпат ≥ вулканическое стекло > рудный минерал > иддингситизированный оливин.

Структура породы пилотакситовая. Текстура флюидальная. Отмечается ориентация лейст, субпараллельная внешней поверхности образца. Некоторые везикулы частично или полностью выполнены радиально-лучистым агрегатом цеолита. Иногда в них и по волосовидным трещинам развит кальцит. Судя по форме поверхностей обр. z-6, z-7, а также по количеству, форме и характеру распределения везикул внутри образцов, они являются эруптивными лапиллями.

Обр. 1-14-Д-30-ЕШ (z-8). Трахиандезит афировый, тонко-, равномернозернистый, массивный, с единичными изометричными везикулами. Матрикс, сложенный девитрифицированным и палагонитизированным стеклом, составляет около 60% объема породы. В нем просматриваются кристаллиты полевого шпата и мелкие зерна рудного минерала. Раскристаллизованная часть породы представлена мелкими лейстами калишпата (судя по показателю преломления) и таблитчатыми изометричными кристаллами с пятнистым угасанием. Характер двойникования свойствен санидину. Мелкие везикулы с внутренней поверхности выстланы слоем смектита. Формула минерального состава породы: вулканическое стекло > калишпат ≫ рудный минерал. Структура породы пилотакситовая, текстура флюидальная. Редкие изометричные везикулы выполнены с внутренней поверхности смектитом.

Станция 15. Юго-западнее горы Круизер 150 миль (31°35,1' с.ш., 24°49,9' з.д., 5370 м, трубка большого диаметра).

0-70 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, полужилкой консистенции. Основная масса осадка сложена тонкодисперсным карбонатом с небольшой примесью фораминифер, кокколитов, спикул губок и обломочного материала (суммарно не более 1%). Обломочный материал состоит из мелких обломков кварца (0,01—0,03 мм), бесцветного и бурого вулканического стекла (0,005-0,01 мм), единичных кристаллов оливина (0,01 мм), пироксена (0,01 мм), роговой обманки (до 0,02 мм) и плагиоклаза (до 0,05 мм). Оливин двух типов: хорошо ограниченные микрофенокристы и квенчкристаллы. Кроме того, некоторые кристаллы оливина иддингситизированы. Среди пироксенов наблюдаются клино- и ортопироксены. Вулканическое стекло частично палагонитизировано. Очень редко встречается глауконит. Обломочная примесь сформирована за счех двух источников. Кварц — эоловый, а вулканическое стекло, оливин, пироксен, роговая обманка — вулканический пепел дальнего разноса, по-видимому, из Азорского вулканического района. Парагенезис минералов указывает на генетическую связь пепла с эрупцией щелочно-оливиновой магмы (обр. 1-15-Т-31-ЕШ).

70—194 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, с более темным колоритом. Осадок более уплотненный. Состав аналогичный обр. 1-15-Т-31-ЕШ (обр. 1-15-Т-32-ЕШ).

194—232 см. Глина карбонатная, светло-серая, маслянистой консистенции (обр. 1-15-Т-33-ЕШ).

232—295 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, маслянистой консистенции (обр. 1-15-Т-34-ЕШ).

295—394 см. Глина карбонатная, светло-серая, маслянистой консистенции (обр. 1-15-Т-35-ЕШ).

58

Все осадки имеют состав аналогичный обр. 1-15-Т-31-ЕШ.

Полигон горы Крылова (см. рис. 1) (17°26,54'-17°41,0' с.ш., 29°54,03'-30°15,92' з.д.).

Станция 16. Северо-восточнее горы Крылова 200 миль (19°55,7' с.ш., 28°08,0' з.д., 4727 м, трубка большого диаметра).

0—5 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, полужидкой консистенции. Основная масса осадка сложена пелитоморфным карбонатом с размером частиц около 0,001 мм. В карбонатной массе выделяются кокколиты (0,005 мм), раковины и детрит фораминифер (0,01—0,08 мм), редкие угловатые обломки кварца (0,01 мм), по-видимому, эолового происхождения, единичные призматические кристаллы роговой обманки (0,01 мм, удлинение 1:2) и ортопироксена. Суммарно обломочная часть осадка составляет 20—30% по отношению к пелитоморфной карбонатной (обр. 1-16-Т-36-ЕШ).

5—10 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, густой консистенции. Плохо сортированный пелитоморфный карбонат (размерность около 0,001 мм) составляет около 20—25% объема осадка. Основную массу слагают кокколиты (25%) размером около 0,005 мм, раковины фораминифер и их детрит (10%) размером 0,01—0,06 мм, единичные угловатые обломки кварца (0,01 мм), буро-коричневого вулканического стекла (0,005 мм), полупрозрачного, частично девитрифицированного. Очень редко встречаются мелкие кристаллы ортопироксена (0,005 мм, удлинение 1:2) и бипирамидального с призмой циркона (0,003 мм, удлинение 1:4). Суммарно обломочная часть составляет около 50% от пелитоморфной части осадка (обр. 1-16-Т-37-ЕШ).

10—45 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, постепенно переходит в коричневую. Консистенция густая. Основная масса — кокколиты с примесью пелитоморфного карбоната. Размер частиц 0,005—0,01 мм. В основной массе встречаются угловатые зерна кварца эолового происхождения (0,003—0,008 мм), вулканического стекла (0,005—0,009 мм), фораминифер (0,002—0,006 мм), ортопироксена и клинопироксена (0,05 мм), агрегаты глинистых минералов. Очень редко встречаются мелкие (< 0,005 мм) изометричные кристаллы пикотита. Суммарно обломочная часть составляет около 20% (обр. 1-16-T-38-ЕШ).

45—60 см. Глина карбонатная, коричневая, окраска пятнистая, консистенция густая. Состав тот же, что и в обр. 1-16-Т-38-ЕШ (обр. 1-16-Т-39-ЕШ).

60—95 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, окраска равномерная, консистенция густая. Состав аналогичный обр. 1-16-Т-36-ЕШ (обр. 1-16-Т-40-ЕШ).

95—102 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, книзу окраска становится более интенсивной, консистенция густая. Основная масса осадка сложена кокколитами с примесью пелитоморфного карбоната. Частицы размером < 0,001 мм составляют 70—80% объема осадка. Остальная часть приходится на фораминиферы и их детрит (0,005—0,01 мм). В виде акцессорной примеси содержатся: угловатые и угловато-округлые обломки кварца (0,008— 0,01 мм), изометричные кристаллы пикотита (0,003—0,005 мм), таблитчатые кристаллы калишпата (0,005 мм, удлинение 1:2), призматические кристаллы ортопироксена (до 0,08 мм, удлинение 1:4). По-видимому, кварц золового происхождения, а остальные акцессорные минералы — вулканического пепла дальнего разноса или из щелочных базальтов, слагающих подводные горы (обр. 1-16-T-41-ЕШ).

102—105 см. Глина карбонатная, коричневая, окраска неравномерная, пятнистая, выделяются отдельные прослойки более интенсивной коричневой окраски. Состав аналогичный обр. 1-16-Т-38-ЕШ, 1-16-Т-39-ЕШ (обр. 1-16-Т-42-ЕШ).

105—107 см. Глина карбонатная, окраска пятнистая, встречаются маломощные (1 см) прослои песчанистого ила, консистенция густая, вязкая. Состав аналогичный обр. 1-16-Т-41-ЕШ, встречаются более крупные фораминиферы (< 0,01 мм) (обр. 1-16-Т-43-ЕШ). 107—108 см. Глина карбонатная, распределение окраски полосчатое. Консистенция маслянистая. Основная масса осадка сложена глинисто-карбонатным пелитоморфным материалом с примесью кокколитов. Размер частиц около 0,001 мм. Пелитоморфный материал составляет около 80—90% объема осадка. Остальная часть приходится на раковины фораминифер и их детрит (0,01— 0,03 мм). Кроме того, среди обломочной массы осадка присутствуют в акцессорных количествах следующие минералы: угловатые обломки кварца (0,01 мм), изометричные кристаллы пикотита (0,003 мм), оливина (0,008 мм), мелкие кристаллы магнетита (0,01 мм), округлые образования глауконита (0,008 мм), угловатые обломки желтого вулканического стекла (0,03 мм) и призматические кристаллы ортопироксена, длина кристаллов 0,08 мм, удлинение 1:2 (обр. 1-16-T-44-ЕШ).

108—220 см. Глина полосчатая, чередование прослоев (1—2 см) светлокоричневого и коричневого осадка. Осадок карбонатный, консистенция густая, вязкий, текстура пятнистая. Состав аналогичный обр. 1-16-Т-38-ЕШ, 1-16-Т-39, 1-16-Т-42-ЕШ (обр. 1-16-Т-45-ЕШ).

220—230 см. Глина карбонатная, коричневая, вязкая, контакт с вышележащим осадком нечеткий. Состав аналогичный обр. 1-16-Т-44-ЕШ (обр. 1-16-Т-46-ЕШ).

230—245 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, с отдельными прослоями (1—2 см) более коричневого осадка. Состав аналогичный обр. 1-16-Т-38-ЕШ, 1-16-Т-39-ЕШ, 1-16-Т-42-КШ, 1-16-Т-45-ЕШ (обр. 1-16-Т-47-ЕШ).

245—255 см. Глина карбонатная, коричневая, окраска равномерная. Консистенция маслянистая. Основная масса карбонатная, пелитоморфная, с примесью кокколитов (0,001 мм). Пелитоморфный материал слагает 80—90% объема осадка. 10—20% составляют фораминиферы и их детрит (0,01—0,03 мм). Среди обломочных минералов присутствуют в акцессорных количествах угловатый кварц (0,01 мм), изометричный пикотит (0,003 мм), оливин (0,008 мм), магнетит (0,01 мм), глауконит (0,008 мм), вулканическое стекло (0,03 мм), призматический ортопироксен (0,08 мм, удлинение 1:2) (обр. 1-16-Т-48-ЕШ).

255—275 см (забой). Глина карбонатная, плотная, светло-коричневая с пятнами коричневого цвета. Пятна удлиненные, беспорядочно ориентированные. Состав аналогичный обр. 1-16-Т-44-ЕШ, 1-16-Т-46-ЕШ, 1-16-Т-48-ЕШ (обр. 1-16-Т-49-ЕШ).

Станция 17. Восточный цоколь горы Крылова в 15 милях от полигона (17°33,1' с.ш., 29°55,9' з.д., 4550 м, трубка большого диаметра).

0—25 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, консистенция полужидкая. Частицы размером 0,01—0,02 мм, сложенные раковинами и детритом фораминифер, составляют 40—60% объема осадка. Остальная часть приходится на пелитоморфный агрегат, состоящий из мелких частиц карбоната, кокколитов, агрегатов глинистых минералов и акцессорных минералов, которые составляют около 1% осадка. Акцессорная примесь содержит: мелкие угловатые обломки эолового кварца (0,02—0,08 мм), пикотита (0,01 мм), желтого вулканического стекла (0,08 мм) и редкие обломки призматических кристаллов пироксена (0,01 мм) (обр. 1-17-т.50-ЕШ).

25—45 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, консистенция вязкая. Основная масса осадка сложена глинисто-карбонатным пелитовым веществом, содержащим кокколиты. Более крупные частицы (0,01-0,02 мм) представлены раковинами и детритом фораминифер (30-40%). Акцессорная примесь осадка составляет 1% его объема. В нее входят: обломки желтого вулканического стекла (0,05-0,08 мм), пикотита (0,01 мм), обломки призматических кристалов цеолита и клинопироксена (< 0,01 мм), а также рудная пыль (обр. 1-17-T-51-ЕШ).

45-85 см. Глина карбонатная, светло-коричневая. Мощность отдельных про-

слоев 2—3 см. Состав такой же, как в обр. 1-17-Т-50-ЕШ (обр. 1-17-Т-52-ЕШ).

85—150 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, уплотненная. Основная масса представлена глинисто-карбонатным пелитоморфным агрегатом с примесью кокколитов — 70—80% объема осадка. Остальная часть представлена раковинами и детритом фораминифер размером 0,01—0,1 мм. Кроме того, присутствует незначительная акцессорная примесь (< 1%), состоящая из обломков призматических кристаллов клинопироксена (0,08 мм, удлинение 1:3), желтого вулканического стекла, рудного минерала, изометричных кристаллов пикотита и угловатого кварца (0,01 мм), по-видимому, золового происхождения (обр. 1-17-53-ЕШ).

Станция 18. Восточный склон горы Крылова (17°32,8' с.ш., 29°59,7' з.д., 2737 м, драга).

Глыбы до 30 см и обломки гидротермально измененных пород, цвета обожженного кирпича, пористые, с беспорядочно ориентированными каналами диаметром до 2 мм. Обломки твердые, глинизированные, в воде не размокают. На поверхности глыб и обломков отмечаются корки и налеты марганцевых минералов. По каналам и кавернам располагаются налеты марганиа.

Частицы размером от 0,001 до 0,05 мм представлены глинистыми минералами, образующими ориентированные агрегаты, свидетельствующие о метасоматическом замещении минералов первичной породы. Глинистые агрегаты составляют до 90% объема породы, остальная часть сложена измененным до иддингсита оливином, пироксеном и кварцем (редко). Встречаются также единичные зерна цеолитов размером 0,05 мм (обр. 1-18-Д-54-ЕШ).

Гиалокластический туф (дезинтегрированный гиалокластит), гидротермально измененный. Основная масса состоит из глинизированного (смектизированного) вулканического стекла. В глинистой базисной массе неравномерно, без всякой сортировки, распределены минералы с размером частиц 0,01-0,1 мм. Содержатся эти минералы в акцессорных количествах и составляют примерно 4% объема породы. Представлены бурым пелагонитизированным стеклом, отдельными кристаллами иддингситизированного оливина. В основной массе отмечаются участки размером до 0,5 мм, сложенные агрегатами цеолита и вторичным кварцем. Цеолиты и вторичный кварц отмечены также на внутренповерхностях многочисленных трещин, пронизывающих породу в опрених деленном направлении. В этих трещинах-каналах также развиты хорошо поляризующие глинистые минералы, окрашенные соединениями Fe и Mn в бурые образуют Глинистые минералы коломорфные агрегаты разпвета. мером до 0,5-0,8 мм. С ними ассоциируют коломорфные выделения рудных железомарганцевых минералов. Последние часто слагают внутреннюю часть глинистых агрегатов. Местами рудные минералы полностью выполняют трещины шириной до 1 мм, образуя микрожилы.

По зальбандам таких микрожил также развиты цеолиты и глинистые минералы, причем последние непосредственно формируются на контакте с основной массой породы. Встречаются также "слепые" микрожилы с характерной зональностью: зальбанды — хорошо поляризующие глинистые минералы, центральная часть — цеолиты. В некоторых открытых трещинах, помимо отмеченной зональности в центральной части, встречаются остатки фораминифер, а также отложения кальцита. Для таких микрожилок характерно развитие крупных удлиненных кристаллов цеолита, отходящих на 1 мм в глубь основной тонкодисперсной глинистой массы. Некоторые трещины выполнены тонкодисперсным агрегатом железомарганцевых минералов. В экзоконтактах таких трещин развиваются крупные ориентированные хорошо поляризующие агрегаты глинистых минералов. В целом наиболее крупные кристаллы глинистых минералов формируются в трещиноватых участках пород. Железомарганцевые соединения, выполняя трещины и ослабленные зоны, образуют дендритоподобные выделения. Причем нередко в центральной части этих трещин среди тонкодисперсной неструктурной рудной массы находятся раковины и детрит фораминифер, а также единичные кристаллы угловатого кварца и бипирамидального призматического циркона. В дезинтегрированных гиалокластитах содержатся угловатые обломки афировых базальтов.

Обр. 1-18-Д-55-ЕШ. Оливиновый базальт афировый, равномернозернистый, массивный, почти полностью раскристаллизованный. Встречаются единичные фенокристаллы плагиоклаза размером до 3-4 мм. Порода сложена мелкими лейстами плагиоклаза, беспорядочно ориентированными и погруженными в зернистый клинопироксеновый агрегат. Присутствует небольшое количество изометрично-округлых кристаллов оливина и призматически таблитчатых кристаллов калишпата. Состав плагиоклазовых фенокристов: лабрадор-битовнит (АвзоАпго). Наблюдаются единичные везикулы размером до 0,1 мм. Интергранулярное вулканическое стекло замещено смектитом, который также выполняет везикулы. Оливин большей частью иддингситизирован, иногда по нему развивается смектит. В таких случаях вокруг него наблюдаются округлые выделения рудного минерала. Рудный минерал, кроме того, наблюдается в интергранулярном стекле. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > оливин > вулканическое стекло > калишпат > рудный минерал. Структура породы субофитовая интергранулярная. Вторичные изменения проявлены в смектитизации оливина, вулканического стекла и в выполнении им везикул.

Обр. 1-18-Д-56-ЕШ. Базальт оливиновый, афировый, тонко-, равномернозернистый, массивный, почти полностью раскристаллизованный. Раскристаллизованная часть представляет собой агрегат лейст плагиоклаза и ксеноморфных зерен клинопироксена с примесью изометрично-округлых выделений оливина, нацело замещенных смектит-хлоритовым агрегатом. Как правило, вокруг таких выделений оливина группируются мелкие зерна рудного минерала. Наблюдаются также таблитчато-коррозированные кристаллы калишпата (ортоклаз?, санидин?).

Интергранулярное вулканическое стекло также замещено смектит-хлоритовым агрегатом. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > оливин > вулканическое стекло > калишпат > рудный. Структура породы субофитовая интергранулярная. Вторичные изменения проявлены в образовании смектит-хлоритового агрегата по оливину и интерстициальному стеклу.

Обр. 1-18-Д-57-ЕШ. Базальт оливиновый афировый, тонко-, равномернозернистый, массивный, с единичными микрофенокристами плагиоклаза и калишпата. Размер микрофенокристов не более 0,5 мм. Степень раскристаллизации неполная. Раскристаллизованная часть (около 80% объема породы) представлена агрегатом клинопироксена и лейст плагиоклаза, с примесью ксеноморфных табличек калишпата и оливина, нацело замещенного хлоритсмектитовым агрегатом. Интергранулярное вулканическое стекло также замещено хлорит-смектитовым агрегатом. Рудный минерал локализуется либо в интергранулярном стекле, либо вокруг вторично измененного оливина. Порода разбита волосовидными трещинами, выполненными смектит-хлоритовым агрегатом. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен > оливин > рудный минерал > вулканическое стекло > калишпат. Структура породы субофитовая интерсертальная. Вторичные изменения проявлены в образовании смектита и хлорита по оливину, интерстициальному стеклу и выполнению микротрещин. Отмечаются единичные везикулы размером < 0,1 мм, которые также выполнены смектитом.

Обр. 1-18-Д-58-ЕШ. Базальт оливиновый афировый, тонко-, равномернозернистый, неполностью раскристаллизованный, массивный. Нераскристаллизованная часть породы, составляющая около 20% объема, представлена смектитхлоритовым агрегатом, наполненным дендритообразными выделениями рудного минерала.

Раскристаллизованная часть породы сложена лейстами и единичными микрофенокристами плагиоклаза, отдельными ксеноморфными табличками калишпата, резорбированного, почти нацело замещенного хлорит-смектитовым агрегатом клинопироксена и реликтом кристаллов оливина. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > вулканическое стекло > рудный минерал > оливин > калишпат. Структура породы интерсертальная. Порода сильно переработана вторичными процессами, которые проявлены в интенсивном замещении смектит-хлоритовым агрегатом интерстициального стекла и темноцветных минералов.

Обр. 1-18-Д-59-ЕШ. Базальт оливиновый афировый, тонко-, равномернозернистый, хорошо раскристаллизованный, массивный. Порода сложена агрегатом лейст плагиоклаза, ксеноморфных кристаллов клинопироксена, округлых зерен оливина и ксеноморфно-таблитчатых кристаллов калишпата. Рудный минерал в виде мелких зерен приурочен к интерстициям между клинопироксеном и плагиоклазом. Встречаются единичные микрофенокристы плагиоклаза размером до 0,5—0,8 мм. Везикулы крайне редки и изометричны, их размер не превышает 0,2 мм. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен ≥ оливин ≥ калишпат = рудный минерал. Структура породы гипидиоморфно-зернистая. Вторичные процессы проявлены в выполнении везикул смектитом и в частичном или полном замещении оливина хлорит-смектитовым агрегатом. Выделяются также обломки размером от 3 до 15 см, в которых видны зоны рассланцевания (катаклазирования, гранулирования).

Обр. 1-18-Д-60-ЕШ. Базальт оливиновый афировый, тонко-, равномернозернистый, неполностью раскристаллизованный, массивный, с единичными микрофенокристами плагиоклаза размером до 1,2 мм. Нераскристаллизованная часть, представляющая собой интерстициальное стекло, составляет около 15-20% объема породы. Стекло замещено смектит-хлоритовым агрегатом и переполнено дендритообразными выделениями рудного минерала. Раскристаллизованная часть породы сложена агрегатом мелких ксеноморфных лейст плагиоклаза и ксеноморфных зерен клинопироксена. Присутствуют также зерна оливина и таблички калишпата. Темноцветные минералы замещены хлоритсмектитовым агрегатом. Порода разбита субпараллельными волосовидными трещинами, вдоль которых также выделяются смектит и хлорит. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > вулканическое стекло > рудный минерал=оливин. Структура породы интерсертальная. Вторичные изменения проявлены в смектитизации и хлоритизации темноцветных минералов и интерстициального стекла. Среди обломков также обнаружены разности гидротермального измененного базальта.

Обр. 1-18-Д-61-ЕШ. Базальт оливиновый афировый, тонко-, равномернозернистый, неполностью раскристаллизованный. Матрикс составляет около 40%. Представлен девитрифицированным ожелезненным стеклом с кристаллами клинопироксена, оливина и рудной пыли. Темноцветные минералы смектитизированы и хлоритизированы. Кристаллическая часть сложена лейстами плагиоклаза с примесью ксеноморфных зерен клинопироксена, оливина и редкими зернами калишпата. Темноцветные минералы имеют те же вторичные изменения, что и в матриксе. Формула минерального состава породы: плагиоклаз=вулканическое стекло > клинопироксен > оливин=калишпат > рудный минерал. Структура породы субовариолито-интерсертальная. Вторичные изменения проявлены в смектитизации и хлоритизации фемических минералов и интерстициального стекла, а также в соссюритизации плагиоклаза. Станция 19. Восточный склон горы Крылова, продолжение драгировки по склону в западном направлении (17°32,6' с.ш., 30°01,6' з.д., 1600—1300 м, драга).

Обломки кораллов ветвистые, светлые, по-видимому молодые (обр. 1-19-Д-62-ЕШ). Обломки темных кораллов, покрытых налетами соединений Mn (обр. 1-19-Д-63-ЕШ).

Угловато-окатанные обломки размером 2—4 см. Базальты афировые, измененные вторичными процессами. Сверху покрыты тонкой пленкой железомарганцевых соединений.

Обр. 1-19-Д-64-ЕШ. Базальт афировый, афенитовый, слабовезикулярный, плохо раскристаллизованный. Порода представляет собой девитрифицированное вулканическое стекло, переполненное мелкими ксеноморфными зернами рудного минерала и кристаллитами лейст плагиоклаза. Встречаются мелкие псевдоморфиты, соссюрита по таблитчатым кристаллитам (калишпат?) и хлоритсмектитовые — по ромбическим (оливин?).

Формула минерального состава породы: вулканическое стекло > кристаллиты плагиоклаза » рудный минерал. Структура породы гиалопелитовая. Вторичные изменения проявлены в соссюритизации плагиоклаза, калишпата, смектитизации оливина и выполнении везикул смектитом.

Обр. 1-19-Д-64-а-ЕШ. Базальт оливиновый, афировый, тонко-, равномернозернистый, плохо раскристаллизованный, массивный. Наблюдаются отдельные везикулы днаметром 0,1—0,2 мм. Матрикс представлен девитрифицированным вулканическим стеклом, заполняющим примерно 50% объема породы. В стекле, наблюдаются россыпь рудного минерала, кристаллиты клинопироксена, оливин и рудная пыль. Раскристаллизованная часть состоит из лейст плагиоклаза и ксеноморфных зерен клинопироксена, отдельных кристаллов калишпата и оливина. Отдельные везикулы выполнены смектитом в срастании с хлоритом.

Формула минерального состава породы: плагиоклаз=вулканическое стекло > клинопироксен > оливин > рудный минерал > калишпат. Структура породы интерсертальная. Вторичные изменения проявлены в развитии смектита и хлорита по темноцветным минералам и интерсертальному стеклу. Везикулы выполнены смектит-хлоритовым агрегатом.

Обломок гиалокластита, сцементированного белым минералом. Порода сильно гидротермально изменена. С поверхности покрыта тонкой марганцевой пленкой. Размер 5×7 см (обр. 1-19-Д-65-ЕШ, 1-19-Д-66-ЕШ).

Отдельные обломки палагонитизированного вулканического стекла с зачатками вариолитовой структуры. Порода сильно изменена вторичными процессами. Крупные (до 5 мм) везикулы выполнены кальцитом и щепкообразными кристаллами (до 0,5 мм) цеолита, центры роста которого отмечаются в периферической части везикул. Внутренняя поверхность везикул выстлана маломощной пленкой смектита и, возможно, хлорита. Некоторые крупные везикулы имеют сложное строение. Центральная часть их выполнена агрегатами кальцита и хлорита, хлоритовый слой к периферии переходит в рудный, по-видимому железомарганцевый, мощностью 0,05 мм, и, наконец, зальбанды сложены хорошо поляризующим смектитом, окрашенным гидроокислами железа в желто-бурый цвет. В ряде крупных везикул в центральной части среди карбоната выделяются округлые полости, выполненные рудным материалом, центральная же часть их сложена хлоритом. Часть везикул, или полостей, полностью выполнены хорошо поляризующим смектитом, местами окрашенным гидроокислами Fe в бурый цвет. Между обломками вариолитового гиалокластита встречаются участки, сложенные агрегатом цеолита, обломками фенокристов плагиоклаза, вторичным кварцем. В целом обломки сцементированы карбонатом, цеолитом и глинистыми минералами.

Станция 20. Южный склон горы Крылова, поперек каньона (17°30,4' с.ш., 30°07,4' з.д., 2828 м, драга).

Обломки ветвистых кораллов (обр. 1-20-Д-67-ЕШ).

Округлые железомарганцевые образования, напоминающие конкреции почковидной формы (1,5—2 см). Возможно, это обломки базальтов, покрытые железомарганцевой коркой.

Угловато-окатанный обломок мелкозернистого афирового базальта, с поверхности покрытый железомарганцевой коркой (около 5 мм).

Обр. 1-20-Д-69-ЕШ. Базальт оливиновый, афировый, тонко-, равномернозернистый, слабовезикулярный, неполностью раскристаллизованный. Матрикс, выполняющий интерстиции, занимает около 10—15% объема породы. Он сложен девитрифицированным стеклом с рудной пылью и кристаллитами клинопироксена. Раскристаллизованная часть породы представлена мелкими лейстами плагиоклаза, агрегатом ксеноморфных зерен клинопироксена с примесью оливина и микрофенокристов калишпата. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > вулканическое стекло > рудный минерал > оливин > калишпат.

Структура породы субвариолитовая. Вторичные изменения проявлены в смектитизации темноцветных минералов и выполнении редких везикул смектитхлоритовым агрегатом.

Станция 21. Юго-западная часть цоколя горы Крылова (17°22,8' с.ш., 30°28,3' з.д., 4520 м, трубка большого диаметра).

0—15 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, полужидкой консистенции. Частицы размером около 0,1 мм составляют около 10% объема осадка. Представлены раковинами и детритом фораминифер. Основная масса состоит из карбонатного детрита (около 0,005 мм) и кокколитов (от 0,01 мм и мельче). Обломочные минералы слагают около 2% объема. Представлены вулканическим стеклом и угловатыми и полуокатанными обломками кварца. Вулканическое стекло двух типов: свежее угловатое (около 0,05 мм и более) и мелкое (0,005—0,008 мм), полностью смектитизированное. Это "стекло" имеет рогульчатые формы. Встречаются также кварц (0,01 мм и более), густо окрашенный гидроокислами Fe, и пироксены с прямым угасанием (0,01 мм). Петрофонд осадков вулканогенный (обр. 1-21-Т-70-ЕШ).

15—76 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, переходящая книзу в более темноокрашенную. Состав близкий обр. 1-21-Т-70-ЕШ. Отличается большим содержанием обломочных минералов, составляющих около 5% объема осадка. Обломочные минералы представлены угловатым вулканическим стеклом, в значительной степени глинизированным, окрашенным в бурый цвет гидроокислами Fe. Размер частиц вулканического стекла около 0,05 мм и мельче. Реже встречается полупрозрачное девитрифицированное стекло. Кварц размером 0,01 мм и более также окрашен гидроокислами Fe (обр. 1-21-Т-71-ЕШ).

76—120 см. Глина карбонатная, более песчанистая, чем вышележащий осадок. Частицы размером около 0,1 мм составляют 20%, представлены раковинами и детритом фораминифер, пелитовая часть — карбонатным детритом и кокколитом. Обломочных минералов очень мало. Встречаются вулканическое стекло и иддингсит (обр. 1-21-T-72-ЕШ).

120—380 см. Глина карбонатная, светло-коричневая. Книзу светло-коричневый осадок переходит в белый, при этом осадок становится еще более карбонатным. Частицы размером около 0,1 мм сложены раковинами и детритом фораминифер, основная масса — карбонатным детритом, кокколитами и звездообразными микроорганизмами (до 0,005 мм). Обломочные минералы представлены бурым вулканическим стеклом, отдельными зернами иддингсита, клинопироксена, оливина, содержащего внутри непрозрачный рудный минерал, и угловатыми обломками кварца. Содержание обломочных минералов не превышает 5% объема осадка (обр. 1-21-T-73-ЕШ (153 см), 1-21-T-74-ЕШ (260 см), 1-21-T-75-ЕШ (370 см)). 5. Зак. 1521

Станция 22. Северный склон горы Крылова (17°35,6' с.ш., 30°02,5' з.д., 2600 м, драга).

Отдельные кораллы.

Станция 23. Северный склон горы Крылова (17°35,7' с.ш., 30°02,5' з.д., 1330 м, драга).

Отдельные кораллы.

Станция 24. Северный склон горы Крылова, вдоль каньона (17°36,1' с.ш., 30°03,5' з.д., 3000 м, драга).

Глыбы и обломки гидротермально измененных пород. Порода массивная, сильно глинизированная. Сверху гидротермально измененные породы покрыты железомарганцевой коркой (до 2 см).

Обр. 1-24-Д-76-ЕШ. Гиалокластит дезинтегрированный с железомарганцевой коркой. Основная масса состоит из глинизированного (смектитизированного) вулканического стекла. В глинистой массе неравномерно распределены акцессорные минералы. Общее содержание их около 4% объема породы, размер 0,01—0,1 мм. Представлены зернами бурого сидеромеланового стекла, отдельными кристаллами ортопироксена, иддингситизированного оливина и мелкой рудной пыли. В породе встречаются участки округлой формы (около 1 мм), сложенные агрегатами цеолита. В породе выделяются трещины, каналы которых выполнены по зальбандам железомарганцевыми минералами, центральная часть — смектитом и цеолитом.

Контакт с железомарганцевой рудной коркой резкий. В зигзагообразных и круглых полостях между железомарганцевыми выделениями рудной корки отмечаются агрегаты смектита, цеолита и вторичного кварца. Структура рудной массы коллоидно-флюидальная.

Станция 25. Гора Крылова в юго-западном направлении до вершины второй горы (17°34,5' с.ш., 30°05,5' з.д., 2700 м, драга).

Обломки и глыбы гидротермально измененных пород размером 10—40 см. Выделяется несколько типов пород.

Шарообразные глинистые глыбы размером 10—40 см. Цвет розовато-коричневый и желтый. Размер частиц 0,001—0,005 мм. Состоит из мелкокристаллического карбоната, иногда встречаются отдельные его ромбоздры. Среди основной массы распространены раковины звездообразных лучевых микроорганизмов размером 0,05 мм. Глинистые минералы образуют крупные (0,1 мм) агрегаты, не обособленные от тонкодисперсного карбоната. Встречаются округлые выделения рудного минерала и иддингсит. Кварц в виде оплавленных кристаллов овальной формы образует выделения размером до 0,2 мм и составляет доли процента. Отмечаются редкие кристаллы ортопироксена с признаками растворения и кристаллы цеолита (0,1 мм) (обр. 1-25-Д-77-ЕШ (розовокоричневый), обр. 1-25-Д-78-ЕШ (желтый)),

Гиалокластит, слоисто залегающий на гидротермально измененных породах (глинах), на 90% сложен глинизированным вулканическим стеклом. Нередко в измененном стекле встречается иддингсит, который, по-видимому, представляет собой измененный оливин. Частицы измененного стекла имеют размер около 0,05 мм и более. Среди основной массы встречаются кокколиты и отдельные угловатые зерна кварца размером до 0,2 мм. Глинистый минерал, по-видимому, представлен смектитом (обр. 1-25-79-ЕШ).

Гиалокластит гидротермально измененный до структурной глины. Основная масса состоит из глинизированного вулканического стекла. В основной массе неравномерно распределены акцессорные минералы, представленные бурым сидеромелановым вулканическим стеклом, ортопироксеном, роговой обманкой и угловатыми зернами кварца. Глинистый минерал неравномерно раскристаллизован. Наибольшая окристаллизованность его, судя по поляризации, отмечается на участках, приуроченных к микротрещинам и порам. Здесь не наблюдаются выделения цеолита. Нижний слой (2—3 см) сложен

66

черной тонкозернистой породой с параллельной текстурой. Возможно, это гиалокластиты, импрегнированные железомарганцевыми соединениями (обр. 1-25-Д-80-ЕШ).

Верхний слой (3—4 см) представляет собой железомарганцевую плиту (обр. 1-25-Д-81-ЕШ).

Станция 26. Каньон в южной части горы Крылова (17°33,1' с.ш., 30°07' з.д., 2000 м, драга).

Обломок известняка размером 30×50 см. Известняк с неровной кавернозной поверхностью, на которой расположена тонкая корочка железомарганцевого налета мощностью около 1 см (обр. 1-26-Д-82-ЕШ).

Обломок лавобрекчии, сильно измененный гидротермальными процессами. Сверху покрыт тонкой коркой железомарганцевых образований.

Апогиалобазальтовая карбонатизированная глина. Основная масса представлена глинисто-карбонатным пелитоморфным агрегатом, переполненным разноразмерными реликтами девитрифицированного и глинизированного вулканического стекла. Присутствуют обломки кристаллов цеолитов, рудного минерала и очень редко ортопироксена (обр. 1-26-Д-83-ЕШ).

Округлая глыба размером 20×30 см слоистого гналокластического материала, смятого в микроскладку. Покрыта коркой железомарганцевого вещества мощностью от нескольких миллиметров до 1 см. Внутри гиалокластит импрегнирован железомарганцевыми минералами и местами гидротермально переработан до глинистого вещества.

Слоистое железомарганцевое образование, развитое погиалокластиту, более чем на 90% сложено железомарганцевыми минералами. Кроме того, в нем присутствуют обломки красновато-бурого вулканического стекла и очень мелкие обломки кристаллов пироксена. Микрофауна отсутствует.

Глинистая часть глыбы — пелитоморфный глинисто-карбонатный агрегат с размерностью частиц не более 0,001 мм. В виде акцессорной примеси в нем встречаются единичные кристаллы цеолита (0,005 мм), реликты кристаллов оливина (0,008 мм), пикотита, бурого вулканического стекла (0,05—0,08 мм), кристаллы кальцита (0,1 мм) и рудная пыль.

Гиалокластитовая часть — разноразмерные частицы (реликты) вулканического стекла. Среди них встречаются (редко) красно-бурые частицы прозрачного совершенно изотропного стекла, частично палагонитизированного, девитрифицированного и глинизированного. В количественном отношении преобладает последняя разность. Около 5—10% объема породы занимают цеолиты. Среди них наблюдаются идиоморфные кристаллы, представляющие собой комбинацию тетрагональной призмы (010) с тетрагональной пирамидой. По форме кристаллов можно предположить, что это томпсонит. Некоторые кристаллы томпсонита содержат запечатанные реликты вулканического стекла. Кроме того, встречаются карбонат, небольшое количество пикотита и рудный минерал.

Обр. 1-26-Д-84-ЕШ (z-84). Глыба 25×25 см, представляющая собой вулканокластическую брекчию. Состоит из участков, сложенных реликтами лавобрекчии, подушечной лавы, апогиалокластитовой, гидротермально измененной породы. Нижняя часть глыбы сложена гиалокластитом. Вся поверхность глыбы покрыта налетами соединений Mn.

Обр. 1-26-Д-85-ЕШ (z-85). Железомарганцевая порода состоит из комковатых коломорфных непрозрачных выделений рудных минералов, сцементированных более прозрачной желтой массой. Встречаются округлые включения глинистой породы, состоящей из смектита и цеолита. Структуры породы флюидальная.

Станция 27. Южный склон горы Крылова (17° 30,8' с.ш., 30° 08,3' з.д., 2400 м, драга).

Обломки различных пород.

1. Карбонатная порода, белая, рыхлая, сверху покрыта маломощной коркой соединений Мп. Размер обломков до 15 см (обр. 1-27-Д-86-ЕШ).

2. Гидротермально измененная порода (глина), желтовато-розовая, импрегнированная соединениями Mn, придающими ей серую пятнистую окраску. Глина покрыта панцирем железомарганцевой корки (до 2 см). Поверхность панциря бугристая (обр. 1-27-Д-87-ЕШ).

3. Гидротермально измененная порода (глина), "обожженная", светло-розового цвета, с каналами газовых путей и, возможно, илоедов, выполненных белым некарбонатным материалом (обр. 1-27-Д-88—ЕШ).

4. Гиалокластит слоистый, деформированный, гидротермально изменен, покрыт сверху железомарганцевой коркой (доли сантиметра) (обр. 1-27-Д-89-ЕШ).

Гиалокластит гидротермально измененный. Основная масса сложена глинистыми минералами. В основной массе рассеяны частицы реликтовых минералов, которые суммарно составляют около 4—5% объема породы. Представлены сидеромелановым палагонитизированным вулканическим стеклом, отдельными кристаллами ортопироксена (удлинение 1:2).

Сидеромелановое стекло имеет широкий гранулометрический спектр от 0,01 до 1 мм. Преобладают мелкие частицы. Крупные частицы частично смектитизированы. Местами среди основной массы встречаются участки размером до 0,8 мм, сложенные цеолитом.

Порода пронизана многочисленными трещинами, каналами, часто имеющими круглое или эллипсоидальное сечение. Диаметр каналов колеблется в широких пределах: от выделяемых макроскопически 3—4 до 0,8—1 мм. Внутренняя стенка каналов, как правило, выстлана соединениями Fe и Mn, вся полость хорошо поляризующим смектитом. В ряде мест отсутствует рудная оторочка, и вся полость канала выполнена смектитом.

Участками порода пронизана железомарганцевыми дендритами, которые представляют собой колломорфные сгустки рудных минералов. Контакт рудных сгустков с вмещающей породой четкий. Местами на контакте наблюдается перекристаллизация смектита (судя по его поляризации).

Мелкие жилы представляют собой те же вышеописанные каналы, вскрытые другими сечениями. Местами по зальбандам таких жил, помимо рудного материала и смектита, встречается вторичный кварц. Он же образует отдельные гнезда, приуроченные к сечениям микроканалов.

Станция 28. Котловина, или "кратер", на северном склоне горы Крылова (17° 37,4' с.ш., 30° 01,4' з.д., 3750 м, трубка большого диаметра).

0—12 см. Песчанистая глина, карбонатная, фораминиферовая, полужидкой консистенции. Частицы около 0,1 мм слагают более 50% объема осадка. Представлены фораминиферами, распространены спикулы губок. Встречается рогулькообразное вулканическое стекло, полностью смектитизированное (0,04 мм) (обр. 1-28-Т-90-ЕШ).

12—165 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, более розоватая, чем вышележащий осадок, плотная, фораминиферовая. Нижние 10 см осадка еще более гличистые.

Частицы размером около 0,1 мм представлены раковинами и детритом фораминифер. Пелитовая часть сложена карбонатным детритом, кокколитами и спикулами губок. Фораминиферовый материал составляет около 20% объема осадка, остальное приходится на пелит. Среди основной массы встречаются обломки бурого вулканического стекла, зерна иддингсита (0,05 мм), клинопироксена (0,02 мм). Внутри обломков фораминифер встречены округлые зерна (около 0,02 мм) светло-зеленого минерала, похожего на глауконит (обр. 1-28-T-91-ЕШ).

165 см. Обломки базальта, покрытые тонкой корочкой марганцевых соединений. Образуют базальный горизонт между верхним осадочным горизонтом и нижележащими гидротермально измененными породами. Обр. 1-28-Т-92-ЕШ. Гиалобазальт везикулярный, афировый. Порода сложена вулканическим стеклом буро-черного цвета с лейстами и кристаллитами плагиоклаза. Окраска стекла пятнистая. Количество везикул около 15—20%, диаметр до 1,2 мм. Формула минерального состава породы: вулканическое стекло≥ плагиоклаз≥ оливин≥ клинопироксен. Структура породы гиалобазальтовая, субвариолитовая. Вторичные изменения проявлены в частичном выполнении везикул смектитом.

165—185 см (забой). Гидротермально измененная порода, розовато-желтого цвета. Консистенция вязкая. Тонкодисперсный материал с размером частиц 0,05—0,08 мм сложен карбонатными и пятнистыми образованиями. Карбонаты нескольких типов: 1) кокколиты, 2) лучистые звездообразные раковины микроорганизмов, 3) призматические и ромбоздные кристаллы, 4) детрит. Преобладают звездообразные раковины. Глинистые минералы тонко рассеяны в породе, а также образуют отдельные агрегаты размером 0,05 мм. Обломочный материал в акцессорных количествах представлен девитрифицированным бурым вулканическим стеклом, угловатым кварцем и клинопироксеном. Встречаются отдельные округлые зерна иддингсита размером 0,05 мм.

Разнообразие состава породы свидетельствует о ее полигенности. По-видимому, она образовалась в результате микстирования карбонатного осадка с гидротермально измененным гиалокластитом (обр. 1-28-Т-93-ЕШ (z)).

Станция 29. Северный склон малого кратера горы Крылова (17°36,6' с.ш., 30°09,8' з.д., 3775 м, трубка большого диаметра).

0—100 см. Гидротермально измененная порода, превращенная в глину. Глина брекчированная, пропитанная по каналам соединениями Мп. Диаметр каналов от долей до 2—3 мм. На поверхности глины отмечаются корки железомарганцевых соединений (до 1 см). Порода сложена частицами широкого гранулометрического спектра — 0,001—0,5 мм (песчанистая глина). Основная масса представлена палыгорскитизированным вулканическим стеклом (98%). Встречаются отдельные удлиненные и пластинчатые агрегаты вторичного кварца (около 0,5 мм), призматические кристаллы ортопироксена (0,01 мм), отдельные крупные выделения непрозрачного рудного минерала (до 1 мм) и бурое девитрифицированное вулканическое стекло (0,01—0,1 мм). Микрофауны нет (обр. 1-29-Т-94-ЕШ). В брекчии марганцевые корки ориентированы беспорядочно (обр. 1-29-Т-95-ЕШ).

Забой. Гидротермально измененная порода с каналами, выполненными соединениями марганца. Состав осадка близок обр. 1-29-Т-94-ЕШ. Отличается присутствием редких раковин, детрита фораминифер (0,01—0,1 мм), а также мелких кокколитов и карбонатного детрита (0,05 мм) (обр. 1-29-Т-96-ЕШ).

Станция 30. Северный склон горы Крылова (17°10,0' с.ш., 30°36,0' з.д., 3400 м, драга).

Обломки гидротермально измененных пород размером до 15 см. Породы глинизированы. Глины имеют каналы диаметром до 1 см, выполненные соединениями Mn. Поверхность марганцевой корки бугристая.

Крупные частицы смектитизированного вулканического стекла (около 0,1 мм) содержат единичные кристаллы пироксена (0,005—0,008 мм, удлинение 1:3) и рудную пыль. Встречаются изотропные частицы сидеромеланового вулканического стекла (0,05 мм).

Обр. 1-30-Д-97-ЕШ. Гиалокластит, гидротермально измененный до глины. Порода в процессе гидротермального изменения, по-видимому, находилась в динамических условиях, о чем свидетельствуют ее брекчированность, смятость, наличие реакционных каемок между разнородными участками, наличие каналов, выполненных рудным материалом и раковинами фораминифер.

Основная масса породы сложена глинистыми минералами. В ней рассеяны в акцессорных количествах минералы вулканогенного происхождения: бурое сидеромелановое стекло, пироксены, амфиболы, иддингситизированный оливин и отдельные зерна оливина. Содержание этих минералов не превышает 3—4% объема породы. Размер 0,05—0,1 мм. Порода по трещинам пропитана рудными железомарганцевыми минералами, образующими бесструктурную колломорфную массу. Близ оруденелых участков наблюдается развитие хорошо поляризующего смектита, который непосредственно примыкает к рудным выделениям. В некотором удалении от контакта рудных минералов и смектита кристаллизуется цеолит в виде удлиненных щепкообразных кристаллов. В промежутках между отдельными обломками глинизированных туфов формируются участки, имеющие зональное строение. Периферическая часть их сложена хорошо поляризующим смектитом, центральная — удлиненными кристаллами цеолитов.

В породе широко развиты дендриты железомарганцевых соединений. В местах их развития отмечается перекристаллизация смектита основной массы породы. Это свидетельствует о наличии мелких каналов, позволяющих мигрировать рудоносному раствору.

Обломки железомарганцевых рудных образований, залегающих на гидротермально измененных породах.

Обр. 1-30-Д-98-ЕШ. Комковатые колломорфные рудные образования, формирующие кулисообразную прерывистую сетчатую структуру. Между колломорфными рудными агрегатами отмечаются участки, сложенные смектитом, удлиненным щепкообразным цеолитом и вторичным кварцем. Сквозь весь образец прослеживаются каналы, выполненные тонкодисперсным, плохо раскристаллизованным, почти изотропным глинистым минералом желтого цвета. В целом структура породы флюидально-коллоидальная.

Угловатый обломок марганцево-железистой породы. Представляет собой рудные колломорфные образования, отороченные лучистыми агрегатами смектита.

Обр. 1-30-Д-99-ЕШ (z-99). Лучистые агрегаты смектита двух генераций. Минералы первой генерации (наиболее ранние выделения) окрашены в бурый цвет соединениями Fe и Mn. Среди них выделены реликты вариолитовой структуры. Минералы второй генерации расположены в промежутках между минеральными агрегатами первой генерации. Смектит во второй генерации инкрустирует также трубчатые каналы, секущие породу. Последние, по-видимому, служили транспортными путями газогидротермальных растворов. В центральной части некоторых жильных образований, выполняющих такие каналы, расположены цеолиты в виде короткостолбчатых кристаллов. В большинстве случаев центральная часть каналов полая.

Таким образом, изученный образец представляет собой сильно измененный гидротермальным процессом гиалобазальт с вариолитовой структурой.

Полигон горы Безымянной — 640 (15° 40,58' — 16° 29,0' с.ш., 36° 57,43' — 36° 17,91' з.д.) (см. рис. 1).

Станция 31. Юго-западнее полигона горы Безымянной—640 10 миль (15° 39,5' с.ш., 36° 25,7' з.д., 5000 м, трубка большого диаметра).

0-20 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, полужидкой консистенции. Крупная фракция с размером частиц 0,1-0,5 мм составляет около 20% объема осадка. Сложена раковинами и детритом фораминифер, присутствуют отдельные спикулы губок и единичные чечевицевидные выделения карбоната. Основная масса имеет размер частиц 0,01-0,05 мм, сложена кокколитами и карбонатным детритом. Обломочные минералы содержатся в акцессорных количествах и составляют не более 2% объема осадка. Представлены бурым девитрифицированным вулканическим стеклом, иддингситизированным оливином и единичными зернами ортопироксена (удлинение 1:2). Встречаются мелкие (0,01 мм) обломки кварца, по-видимому, эолового происхождения (обр. 1-31-T-100-ЕШ).

20—150 см. Глина карбонатная, коричневая, консистенция вязкая. Состав близкий обр. 1-31-Т-100-ЕШ. Возрастает содержание обломочных минералов до 3% объема осадка. Кроме того, присутствуют шпинель, оливин, значительно больше ортопироксена, а также рогульки глинизированного вулканического стекла (обр. 1-31-Т-101-ЕШ).

150—170 см. Глина карбонатная, белая, слегка коричневая. Частицы размером 0,1—0,5 мм сложены карбонатным детритом, редкими раковинами фораминифер и спикулами губок, составляют около 20% осадка. Основная масса с размером частиц 0,005—0,01 мм представлена карбонатным детритом, кокколитами и агрегатами глинистых минералов. Обломочные минералы слагают частицы 0,01— 0,05 мм и в акцессорных количествах представлены бурым девитрифицированным вулканическим стеклом, глинизированными рогульками вулканического стекла, ортопироксеном, шпинелью, иддингситизированным оливином (0,5 мм), мелкими зернами рудного минерала, просвечивающего на сколе вишнево-красным цветом, кварцем двух типов: 1) со сглаженными краями размером 0,05 (по-видимому, вторичный), 2) угловатыми обломками (золовый) (обр. 1-31-T-102-ЕШ).

170—350 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, встречаются отдельные горизонты мощностью 10—15 см, представленные коричневой глиной. Консистенция вязкая. Частицы размером 0,1-0,5.мм слагают около 30% объема осадка, представлены раковинами и детритом фораминифер. Основная масса на 98% сложена мелкими кокколитами и карбонатным детритом. Среди основной массы в акцессорных количествах встречаются бурое девитрифицированное сидеромелановое вулканическое стекло (0,05 мм), рогульки глинизированного вулканического стекла (0,01 мм), обломки вторичного кварца с волнистым угасанием (0,1 мм), ортопироксен (0,05 мм) и редкие обломки угловатого кварца (0,02 мм) (обр. 1-31-T-103-ЕШ).

350—380 см (забой). Глина карбонатная, светло-коричневая, плотной консистенции. Состав аналогичный обр. 1-31-Т-103-ЕШ (обр. 1-31-Т-104-ЕШ).

Станция 32. Северо-восточный склон горы Безымянной—640 (16°00,0' с.ш., 36°00,0' з.д., 5000 м, трубка малого диаметра).

0—15 см. Глина светло-коричневая, полужидкой консистенции. Частицы размером 0,1—0,5 мм составляют 20% объема осадка и сложены раковинами и детритом фораминифер, встречаются отдельные спикулы губок, чечевицевидные выделения карбоната. Основная масса сложена кокколитами и карбонатным детритом. Обломочные минералы составляют около 3% объема осадка. Среди них встречаются девитрифицированное сидеромелановое вулканическое стекло, иддингситизированный оливин и единичные зерна ортопироксена (обр. 1-32-T-105-EШ).

15—230 см. Глина карбонатная, вязкая. Встречаются отдельные горизонты коричневой глины (до 20 см). Частицы размером 0,1—0,5 мм составляют примерно 10% объема осадка и представлены раковинами и детритом фораминифер и чечевицевидным карбонатом. Основная масса представлена кокколитами и карбонатным детритом (0,02—0,05 мм). Обломочные минералы составляют около 4% объема осадка. Представлены бурым девитрифицированным и светло-желтым вулканическим стеклом, иддингситизированным оливином, обломками оливина, ортопироксеном, шпинелью (обр. 1-32-T-106-EШ).

230—260 см. Глина карбонатная, светло-коричневая (белая), консистенция вязкая. Частицы 0,1—0,5 мм составляют около 10% объема осадка. Осадок по составу близок обр. 1-32-Т-106-ЕШ. Отличается наибольшим содержанием мелких кокколитов (0,01—0,05 мм) (обр. 1-32-Т-107-ЕШ).

Станция 33. Северо-восточный склон горы Безымяннной—640 (15°59,0' с.ш., 36°01,0' з.д., 4400 м, трубка большого диаметра).

0—20 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, полужидкой консистенции. Частицы размером 0,1—0,5 мм слагают до 40% осадка. Представлены раковинами и детритом фораминифер и единичными спикулами губок. Основная масса карбонатный детрит и кокколиты. Обломочные минералы составляют до 5% осад-
ка, представлены в основном бурым сидеромелановым вулканическим стеклом, частично девитрифицированным рогульками полностью смектитизированного вулканического стекла (0,005—0,01 мм), призматическими кристаллами ортопироксена и угловатыми зернами кварца (0,01 мм) (обр. 1-33-Т-108-ЕШ).

20—60 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, вязкая. Состав аналогичен обр. 1-33-Т-108-ЕШ. Отличается меньшим содержанием крупной фракции, которая здесь составляет около 20% объема осадка (обр. 1-33-Т-109-ЕШ).

60—100 см. Глина светло-коричневая, вязкой консистенции. Состав крупных спикул губок и обломков девитрифицированного вулканического стекла. Встречаются также мелкие (до 0,01 мм) кристаллы иддингсита, развитого по оливину, и угловатые обломки плагиоклаза (0,08 мм) (обр. 1-33-Т-110-ЕШ).

100—210 см. Глина карбонатная, светло-коричневая, вязкая, с отдельными горизонтами более коричневого глинистого ила (до 10 см). Частицы 0,1—0,5 мм и более слагают до 30% объема осадка и представлены раковинами и детритом фораминифер, а также единичными обломками пироксенов и кварца, по-видимому вторичного. Встречаются также единичные угловатые зерна бурого девитрифицированного сидеромеланового вулканического стекла. Основная масса представлена пелитовым карбонатным детритом и раковинами кокколитофорид. Распространены также рогульчатые выделения полностью смектитизированного (глинизированного) вулканического стекла, составляющего около 3% ее объема, спикулы губок, пироксены и угловатые зерна кварца, по-видимому, золового происхождения, а также иддингситизированные зерна оливина (обр. 1-33-T-111-ЕШ).

210—230 см. Глина карбонатная, белая, слегка коричневатая, вязкой консистенции. Частицы размером 0,1—0,5 мм составляют 40—50% объема осадка, сложены раковинами и детритом фораминифер. Основная масса представлена карбонатным детритом и кокколитами. Размер частицы основной массы 0,01—0,05 мм. Среди основной массы встречаются обломочные минералы, составляющие около 3%. Представлены бурым сидеромелановым вулканическим стеклом различной девитритизации (обр. 1-33-T-112-ЕШ).

230—270 см (забой). Глина карбонатная, светло-коричневая, уплотненная. Состав близкий составу обр. 1-33-Т-112-ЕШ. Отличается меньшим содержанием частиц размером 0,1—0,5 мм, а также наличием среди обломочных минералов иддингситизированного оливина и ортопироксена (удлинение 1:3) (обр. 1-33-Т-113-ЕШ).

Станция 34. Северо-восточный склон горы Безымянной—640 (15°51,0' с.ш., 37,07,0' з.д. — 15°50,0' с.ш., 36°08,0' з.д., 2100—1400 м, драга).

Глыбы известняка размером 10—50 см. Известняк рыхлый, белый, с розовым оттенком. Сверху покрыт железомарганцевой коркой, местами образующей панцирь мощностью 5—8 см.

Мономинеральная карбонатная порода. Состоит из частиц размером 0,05— 0,1 мм, имеющих чечевицевидную форму, и их детрита. Отсутствие каких-либо примесей, тем более обломочных, свидетельствует о моногенности этой породы (обр. 1-34-Д-114-ЕШ).

Железомарганцевый панцирь сложен частицами, имеющими размер 0,05—0,1 мм. Наиболее распространенный минерал — угловатое бурое вулканическое стекло, в различной степени девитрифицированное, палагонитизированное и глинизированное (около 60% объема породы). В породе присутствуют обломки вторичного кварца (10%), рудный минерал (20%), отдельные зерна шпинеля, ортопироксена и карбоната чечевицевидного и обломочного (обр. 1-34-Д-115-ЕШ).

Станция 35. Западный склон горы Безымянной—640 (15° 52,3' с.ш., 36° 13,2' з.д., 2000—1900 м, драга).

Мелкие обломки размером 1—5 см, представленные известняками; отдельные кораллы, покрытые налетами соединений Mn; отдельные свежие кораллы; обломки марганцевых корочек (обр. 1-35-Д-116-ЕШ).

Станция 36. Северный склон горы Безымянной — 640 (15° 52,3' с.ш., 36° 08,3' з.д., 2300 м, драга).

Глыбы известняка размером 10—40 см, валун известняка размером 50×70 см. Известняк бело-розовый, рассыпчатый, местами плотный, окремненный. Порода, по-видимому, гидротермально изменена. На поверхности известняка развита тонкая (2—3 мм) корочка соединений Mn (обр. 1-36-9-117-ЕШ).

Станция 37. Северный склон горы Безымянной—640 (15° 51,7' с.ш., 36° 08,8' з.д., 1085 м, драга).

Глыба массивной карбонатной породы размером 20×30 см, покрытая тонкой пленкой налетов марганцевых соединений. Глыба оторвана от основной плиты, слагающей склон горы Безымянной—640 (выделяются следы отрыва). Поверхность глыбы скульптурирована неровностями и каналами, уходящими в глубь породы. Внутренняя часть глыбы (30% объема породы) сложена бежевой тонкозернистой кальцитовой породой (мраморизованный известняк). Около 10% породы сложено марганцевыми дендритами, в целом равномерно распределенными по всей породе, однако отмечается определенная ориентировка по волосовидным трещинам. Близ поверхности глыбы отмечается скопление дендритов размером 2—5 мм. В отдельных частях поверхность структуры в виде извилистых каналов прослеживается через всю глыбу.

Мономинеральная карбонатная порода состоит из частиц размером 0,05—0,1 мм, имеющих чечевицевидную форму. Обломочная примесь почти не заметна. Для ее изучения получен нерастворимый остаток. Получены две фракции: бежевая (более тонкая) и серая (более грубая). Бежевая фракция сложена отдельными угловатыми зернами вулканического стекла размером 0,1 мм, агрегатами угловатых кристаллов лейкоксена размером 0,1—0,2 мм, рудным минералом, ортопироксеном и агрегатами глинистых минералов. Серая фракция — угловатыми обломками бурого вулканического стекла, агрегатами вторичного кварца, рудными минералами, по-видимому, железомарганцевого состава, спикулами губок. Основная масса представлена агрегатами из смеси глинистых минералов и минералов кремнезема. Размер частиц больше 0,1 мм (обр. 1-37-Д-118-ЕШ).

Карбонатная порода мелко-, равномернозернистая. Размер зерен 0,05—0,1 мм. Содержит рассеянный тонкодисперсный глинистый минерал. Местами порода перекристаллизована. В перекристаллизованных участках не наблюдается глинистой примеси. В породе просматриваются теневые формы органогенной ткани. Встречаются отдельные раковины фораминифер и реликты других раковинных форм микроорганизмов. К раковинам фораминифер приурочено скопление рудного вещества, образующего колломорфные скопления с кольцами лизиганга. В породе много мелких трецин, по которым развиты дендриты соединений Mn. Очевидно, карбонатная порода представляет собой известняк, гидротермально переработанный до мрамора.

В породе наблюдаются отдельные каверны, гнезда и трубчатые каналы. Часть каналов полая, часть выполнена кальцитом (обр. 1-37-Д-119-ЕШ, кальцит).

В обоих случаях на внутренней поверхности трубок отмечается тонкозернистый охристый материал, окраска которого неравномерно зональная. В большинстве трубок в экзоконтактах наблюдается скопление дендритов марганцевых соединений. Средний диаметр трубок 5—10 мм. Трубки выполнены обломками кальцита и агрегатами глинистых и кремнистых минералов, образующими токкодисперсную, плохо поляризующую массу. Местами агрегаты импрегнированы соединениями Fe и Mn (обр. 1-37-Д-120-ЕШ, охристый).

В отдельных случаях наблюдаются кавернозные пустоты, внутренняя часть которых выполнена тонкозернистым материалом желтого цвета. Материал сложен мелкими изометричными кристаллами кальцита, образующего агрегаты. В агрегатах отмечается примесь тонкодисперсного глинистого материала, окрашенного гидроокислами Fe в желтые тона. Встречаются отдельные удлиненные щепкообразные и комковатые выделения фосфата. Фосфат также цементирует агрегаты (обр. 1-37-Д-121-ЕШ).

Нижняя часть глыбы также покрыта тонкой марганцевой пленкой, но без скопления дендритов, как в верхней части. По-видимому, это поверхность отдельных лежащих друг на друге глыб. По всей вероятности, каверны и трубчатые образования являлись каналами движения газогидротермальных растворов, метаморфизовавших карбонатную породу. Зоны осветления, опоясывающие каналы и внутренние поверхности отдельностей, сингенетичны и являются следствием термального воздействия на породы.

Станция 38. Западная часть вершины горы Безымянной—640 (15°51,5' с.ш., 36°11,7' з.д., 900 м, драга).

Плитообразные глыбы размером 20—40 см. Поверхность глыб очень неровная с затейливыми воронкообразными отверстиями, уходящими вглубь. Поверхность покрыта железомарганцевыми корками различной мощности — 1—15 мм. Внутренняя часть глыб сложена грубым разноразмерным несортированным карбонатным материалом. Среди этих глыб выделяются различные по текстуре, размерности и цементу разности. По-видимому, они представляют собой фрагменты отложений единого турбидного потока с отчетливо выраженной градационной слоистостью и переработанные вторичными процессами.

Верхняя часть разреза сложена тонкозернистым карбонатным материалом, сцементированным фосфатным материалом. На свежем сколе заметно, что распределение в породе фосфатного материала неравномерное. Он локализуется, в субвертикально ориентированных зонах. Среди тонкозернистой фосфатной массы серого цвета встречаются реликты карбонатных пород желтовато-белого цвета. Мощность этой зоны, судя по обломкам, порядка 20 см.

Обр. 1-38-Д-122-ЕШ. Фосфатная порода. Среди тонкодисперсной изотропной фосфатной массы находятся реликтовые обломки размером 0,1—0,5 мм и более карбонатных пород. Некоторые фосфатизированные обломки, окатанные, с краями, замещенными глинистыми минералами и вторичным кварцем. На контакте некоторых обломков развивается реакционная каемка, имеющая зональное строение. Экзоконтакт ее сложен глинистым минералом, смектитом. На эндоконтакте развивается цеолит. Основу отдельных фосфатизированных обломков составляет ткань органогенных известняков. В породе встречаются округлые и эллипсоидальные каналы размером 0,1—0,8 мм, полые, внутренняя часть которых выполнена фосфатом. В целом порода представляет собой брекчию известняков, сцементированную фосфатным материалом.

Ниже расположен слой (5 см) мелкозернистой карбонатной породы, относительно равномернозернистой, с включениями более светлых карбонатных пород.

Обр. 1-38-Д-123-ЕШ. Фосфатная порода. Среди тонкодисперсной изотропной массы находятся реликты карбонатных пород с теневыми формами коралловых известняков. Некоторые участки карбонатных пород перекристаллизованы и состоят из крупных кристаллов кальцита. Размер обломков 0,05—0,5 мм. Местами в фосфатизированной породе встречаются запечатанные остатки фораминифер с полностью фосфатизированными раковинами. В породе очень много сгустков рудного железомарганцевого вещества, ориентированных в определенном направлении, трассирующих мелкие трещины. Встречаются отдельные участки, сложенные колломорфным бурым рудным веществом, и отдельные окатанные обломки смектитизированной породы, по-видимому гиалокластита.

Нижележащая зона представлена мелко-, неравномернозернистой светло-серой породой с угловатыми включениями пород бежевого и охристого цветов. Обломки размером 5—10 мм. Текстурный рисунок напоминает турбулентные флюидальные завихрения. Местами встречается перекристаллизованный материал. Фосфатизация неравномерная по плоскостям отдельностей.

Обр. 1-38-Д-124-ЕШ. Фосфатная брекчированная порода. Состоит из отдельных

окатанных и полуокатанных обломков фосфатизированных пород размером от 0,1 мм и больше, сцементированных фосфатом.

Фосфатизированные обломки содержат реликты карбоната. Фосфатный материал тонкодисперсный изотропный, содержит примесь рудного материала. Фосфат развивается в промежутках между обломками пород, образуя цемент. В породе отмечаются каналы круглого сечения диаметром 0,1—0,8 мм, инкрустированные агрегатом фосфата и цеолита.

Нижняя часть разреза (15—20 см), судя по глыбам, представлена грубо, неравномернозернистым микститом, состоящим из угловато-округлых пород размером 2—5 мм, сцементированных более тонкозернистым материалом с остатками фораминифер.

Обр. 1-38-Д-125-ЕШ. Грубообломочная порода, состоящая из окатанных обломков карбонатных и фосфатных пород. Преобладают карбонатные обломки. Часть карбонатных пород частично замещена фосфатным материалом. Размер обломков 0,5—2 мм и более. Среди карбонатных пород преобладают разности, в которых просвечивается ткань коралловых известняков. Встречаются крупные раковины трехкамерных фораминифер, полностью замещенных фосфатным изотропным материалом. По краям обломков пород и раковин фораминифер развита тонкая (до 0,01 мм и более) полоска, сложенная глинистым минералом (смектитом). Внутри реликтов некоторых раковин фораминифер концентрируются колломорфные рудные минералы. Некоторые карбонатные обломки внутри замещаются зеленым минералом (глауконит или селадонит). Цемент породы кремнистый, базального типа.

По всей вероятности, поднятые глыбы представляют собой катаклизированные известняки, подвергшиеся перемещению турбидными потоками. Затем эти породы подверглись фосфатизации.

Станция 39. Вершина горы Безымянной—640 (15° 50,6' с.ш., 36° 07,6' з.д., 900 м, драга).

Плоская глыба размером 70 см, мощностью 20 см. Глыба на 90% своего объема сложена железомарганцевыми образованиями. В срединной (центральной) части отмечаются реликты тонкозернистой породы, пятнисто окрашенной в белые, розовые и оранжевые цвета. В породе отмечаются реликты фораминифер и зубы акул. Порода имеет обожженный облик и импрегнирована соединениями Мп.

Обр. 1-39-Д-126-ЕШ. Порода сложного состава. Состонт из фосфатизированных обломков раковин фораминифер, кораллов, фосфатизированных зубов акул, а также карбонатных остатков тех же фораминифер и кораллов. Некоторые обломки имеют каемки, сложенные смектитом. На границе фосфатизированной породы отмечается реакционный фронт, сложенный, по-видимому, цеолитом. Цемент породы в разных местах различный: фосфатный и карбонатный. Местами в породе развивается колломорфный рудный минерал. К скоплениям рудного материала приурочена цеолитизация. Цеолиты развиты в виде реакционной каемки вокруг рудного материала. Породы представляют собой гидротермально измененный микстит, импрегнированный железомарганцевыми рудными соединениями.

Кроме того, в драге обнаружен обломок известняка охристо-белого цвета, окраска неоднородная (обр. 1-39-Д-127-ЕШ).

Основная масса сложена карбонатом, представленным удлиненными чечевицеобразными кристаллами. Местами участки ткани фосфатизированы. Фосфатизированные фрагменты образуют призматические выделения. Встречаются каверны растворения. Внутренняя часть каверны инкрустирована желтым рудным прозрачным веществом (возможно, глинистый минерал, окрашенный гидроокислами Fe). Местами порода перекристаллизована с образованием крупных (до 0,2 мм) кристаллов кальцита. образные и комковатые выделения фосфата. Фосфат также цементирует агрегаты (обр. 1-37-Д-121-ЕШ).

Нижняя часть глыбы также покрыта тонкой марганцевой пленкой, но без скопления дендритов, как в верхней части. По-видимому, это поверхность отдельных лежащих друг на друге глыб. По всей вероятности, каверны и трубчатые образования являлись каналами движения газогидротермальных растворов, метаморфизовавших карбонатную породу. Зоны осветления, опоясывающие каналы и внутренние поверхности отдельностей, сингенетичны и являются следствием термального воздействия на породы.

Станция 38. Западная часть вершины горы Безымянной—640 (15°51,5' с.ш., 36°11,7' з.д., 900 м, драга).

Плитообразные глыбы размером 20—40 см. Поверхность глыб очень неровная с затейливыми воронкообразными отверстиями, уходящими вглубь. Поверхность покрыта железомарганцевыми корками различной мощности — 1—15 мм. Внутренняя часть глыб сложена грубым разноразмерным несортированным карбонатным материалом. Среди этих глыб выделяются различные по текстуре, размерности и цементу разности. По-видимому, они представляют собой фрагменты отложений единого турбидного потока с отчетливо выраженной градационной слоистостью и переработанные вторичными процессами.

Верхняя часть разреза сложена тонкозернистым карбонатным материалом, сцементированным фосфатным материалом. На свежем сколе заметно, что распределение в породе фосфатного материала неравномерное. Он локализуется в субвертикально ориентированных зонах. Среди тонкозернистой фосфатной массы серого цвета встречаются реликты карбонатных пород желтовато-белого цвета. Мощность этой зоны, судя по обломкам, порядка 20 см.

Обр. 1-38-Д-122-ЕШ. Фосфатная порода. Среди тонкодисперсной изотропной фосфатной массы находятся реликтовые обломки размером 0,1—0,5 мм и более карбонатных пород. Некоторые фосфатизированные обломки, окатанные, с краями, замещенными глинистыми минералами и вторичным кварцем. На контакте некоторых обломков развивается реакционная каемка, имеющая зональное строение. Экзоконтакт ее сложен глинистым минералом, смектитом. На эндоконтакте развивается цеолит. Основу отдельных фосфатизированных обломков составляет ткань органогенных известняков. В породе встречаются округлые и эллипсоидальные каналы размером 0,1—0,8 мм, полые, внутренняя часть которых выполнена фосфатом. В целом порода представляет собой брекчию известняков, сцементированную фосфатным материалом.

Ниже расположен слой (5 см) мелкозернистой карбонатной породы, относительно равномернозернистой, с включениями более светлых карбонатных пород.

Обр. 1-38-Д-123-ЕШ. Фосфатная порода. Среди тонкодисперсной изотропной массы находятся реликты карбонатных пород с теневыми формами коралловых известняков. Некоторые участки карбонатных пород перекристаллизованы и состоят из крупных кристаллов кальцита. Размер обломков 0,05—0,5 мм. Местами в фосфатизированной породе встречаются запечатанные остатки фораминифер с полностью фосфатизированными раковинами. В породе очень много сгустков рудного железомарганцевого вещества, ориентированных в определенном направлении, трассирующих мелкие трещины. Встречаются отдельные участки, сложенные колломорфным бурым рудным веществом, и отдельные окатанные обломки смектитизированной породы, по-видимому гиалокластита.

Нижележащая зона представлена мелко-, неравномернозернистой светло-серой породой с угловатыми включениями пород бежевого и охристого цветов. Обломки размером 5—10 мм. Текстурный рисунок напоминает турбулентные флюидальные завихрения. Местами встречается перекристаллизованный материал. Фосфатизация неравномерная по плоскостям отдельностей.

Обр. 1-38-Д-124-ЕШ. Фосфатная брекчированная порода. Состоит из отдельных

окатанных и полуокатанных обломков фосфатизированных пород размером от 0,1 мм и больше, сцементированных фосфатом.

Фосфатизированные обломки содержат реликты карбоната. Фосфатный материал тонкодисперсный изотропный, содержит примесь рудного материала. Фосфат развивается в промежутках между обломками пород, образуя цемент. В породе отмечаются каналы круглого сечения диаметром 0,1—0,8 мм, инкрустированные агрегатом фосфата и цеолита.

Нижняя часть разреза (15—20 см), судя по глыбам, представлена грубо-, неравномернозернистым микститом, состоящим из угловато-округлых пород размером 2—5 мм, сцементированных более тонкозернистым материалом с остатками фораминифер.

Обр. 1-38-Д-125-ЕШ. Грубообломочная порода, состоящая из окатанных обломков карбонатных и фосфатных пород. Преобладают карбонатные обломки. Часть карбонатных пород частично замещена фосфатным материалом. Размер обломков 0,5—2 мм и более. Среди карбонатных пород преобладают разности, в которых просвечивается ткань коралловых известняков. Встречаются крупные раковины трехкамерных фораминифер, полностью замещенных фосфатным изотропным материалом. По краям обломков пород и раковин фораминифер развита тонкая (до 0,01 мм и более) полоска, сложенная глинистым минералом (смектитом). Внутри реликтов некоторых раковин фораминифер концентрируются колломорфные рудные минералы. Некоторые карбонатные обломки внутри замещаются зеленым минералом (глауконит или селадонит). Цемент породы кремнистый, базального типа.

По всей вероятности, поднятые глыбы представляют собой катаклизированные известняки, подвергшиеся перемещению турбидными потоками. Затем эти породы подверглись фосфатизации.

Станция 39. Вершина горы Безымянной—640 (15° 50,6' с.ш., 36° 07,6' з.д., 900 м, драга).

Плоская глыба размером 70 см, мощностью 20 см. Глыба на 90% своего объема сложена железомарганцевыми образованиями. В срединной (центральной) части отмечаются реликты тонкозернистой породы, пятнисто окрашенной в белые, розовые и оранжевые цвета. В породе отмечаются реликты фораминифер и зубы акул. Порода имеет обожженный облик и импрегнирована соединениями Мп.

Обр. 1-39-Д-126-ЕШ. Порода сложного состава. Состоит из фосфатизированных обломков раковин фораминифер, кораллов, фосфатизированных зубов акул, а также карбонатных остатков тех же фораминифер и кораллов. Некоторые обломки имеют каемки, сложенные смектитом. На границе фосфатизированной породы отмечается реакционный фронт, сложенный, по-видимому, цеолитом. Цемент породы в разных местах различный: фосфатный и карбонатный. Местами в породе развивается колломорфный рудный минерал. К скоплениям рудного материала приурочена цеолитизация. Цеолиты развиты в виде реакционной каемки вокруг рудного материала. Породы представляют собой гидротермально измененный микстит, импрегнированный железомарганцевыми рудными соединениями.

Кроме того, в драге обнаружен обломок известняка охристо-белого цвета, окраска неоднородная (обр. 1-39-Д-127-ЕШ).

Основная масса сложена карбонатом, представленным удлиненными чечевицеобразными кристаллами. Местами участки ткани фосфатизированы. Фосфатизированные фрагменты образуют призматические выделения. Встречаются каверны растворения. Внутренняя часть каверны инкрустирована желтым рудным прозрачным веществом (возможно, глинистый минерал, окрашенный гидроокислами Fe). Местами порода перекристаллизована с образованием крупных (до 0,2 мм) кристаллов кальцита.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ГЛАВА ПЕРВАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПО НАННОПЛАНКТОНУ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

Палеомагнитные исследования. Палеомагнитные исследования проведены на осадках, отобранных донными трубками в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов". Всего изучено 10 колонок (ст. 9, 11, 15—17, 21, 28, 31—33). Суммарная мощность колонок около 24 м. Взят 471 ориентированный по отношению к колонке палеомагнитный образец (средний интервал отбора 5 см).

Из комплекса палеомагнитных исследований производились измерения магнитной восприимчивости к и вектора естественной остаточной намагниченности I. Магнитная восприимчивость осадков измерялась полевым каппометром КТ-5, величина и направление I_n определялись с помощью рок-генератора ИОН-1. Измерения магнитной восприимчивости производились сразу же после извлечения керна из трубки. Образцы из керна отбирались с помощью специального пробоотборника, позволяющего извлечь прямоугольные параллелепипеды с основанием 24×24 мм и длиной до 150 мм, кроме того, использовались полые полипропиленовые цилиндры длиной 55 мм и внутренним диаметром 31 мм. Из полученных таким образом заготовок после предварительной сушки вырезались кубики с ребром 24 мм. Поверхность кубиков из рыхлых осадков пропитывалась силикатным клеем. Палеомагнитные образцы отбирались таким образом. чтобы они были ориентированы по склонению, как правило, одинаково для каждой колонки. Исключения связаны с нарушением целостности колонки. При этом для некоторых колонок (например, 32) наблюдалось изменение склонения (D) с глубиной, что, вероятно, связано с закручиванием осадка внутри донной трубки. У казанные нарушения и закручивание осадка не позволили, за некоторым исключением, использовать этот параметр при интерпретации палеомагнитных результатов. В этом случае при интерпретации использовалось склонение (например, для колонки 32).

В качестве метода магнитной чистки нами использовался ступенчатый прогрев до 220°С в пространстве со скомпенсированным магнитным полем. Термочистка [Гурарий и др., 1977] обеспечивает единообразное воздействие на всю обрабатываемую коллекцию и при большой эффективности для разрушения вязкой намагниченности — сохранность ориентационной намагниченности, связанной с магнитными минералами с блокирующими температурами более 220°С. Для температурной магнитной чистки в условиях судна применялась обычная промышленная муфельная печь, в которой образцы прогревались до 120°С. В лабораторных условиях для прогревов до 220°С применялась печь с компенсацией внешнего магнитного поля лаборатории с помощью трех пар колец Гельмгольца. В обоих случаях образцы помещались в два пермаллоевых экрана таким образом, чтобы можно было контролировать лабораторное подмагничивание. Образцы 76



Рис. 20. Результаты температурной чистки образцов колонки 31 *а* — до чистки; *б* — при 120°С; *в* — при 220°С. *I*, *2* — прямая (*I*) и обратная (*2*) полярность соответственно

находились в экранах вплоть до измерения I_n . В результате температурного воздействия нестабильная часть I_n разрушалась; оставшаяся, более стабильная, ее часть использовалась для дальнейших палеомагнитных построений. На рис. 20 приведен пример применения термочистки для образцов колонки 31, когда ее использование оказалось наиболее эффективным. Для корреляции колонок применялась магнитохронологическая шкала А. Кокса [Харленд и др., 1985].

Коло́нка 9. Абиссальная равнина юго-западнее полигона горы Атлантис (33°23' с.ш., 29°12' з.д.). Глубина водной толщи 3070 м. Длина колонки 110 см.

Верхняя часть колонки характеризуется обратной полярностью вектора I_n (0-36 см, обр. 1-10). Ниже (36-70 см, обр. 11-20) осадки прямо намагничены. Самые нижние 40 см осадка содержат образцы как прямо, так и обратно намагниченные (рис. 21,*a*). Естественная остаточная намагниченность I_n 0-40·10⁻³ A/м (I_{ncp} 13,4, среднеквадратическое отклонение σ 8,9); магнитная восприимчивость к 0-10·10⁻⁷ ед. СИ (κ_{cp} 4,5, σ 2,4)¹.

Колонка 11. Северо-восточный склон горы Круизер (32°23,0' с.ш., 27°19,5' з.д.). Глубина водной толщи 3054 м. Длина колонки 55 см.

Осадки этой колонки в основном прямо намагничены. При этом ряд образцов имеет обратную полярность: обр. 7—9 (15—20 см), обр. 12 (25 см), обр. 21 (41—44 см) (рис. 21, δ). I_n 0—24 ($I_{n cp}$ 9,8, σ 4,8); κ 0—5 (κ_{cp} 3,2, σ 1,6).

Колонка 15. 150 миль юго-западнее горы Круизер (31°35,1' с.ш., 24°49,9' з.д.). Глубина водной толщи 3570 м. Длина колонки 400 см.

Образцы из интервала 0—120 см не отбирались из-за полужидкой консистенции осадка. Наклонение I_n в основном положительное (рис. 21, *s*). I_n 0—16; в нижней части колонки имеется ярко выраженный максимум до 80 (глубина 360—400 см) (I_{ncp} 16, σ 20). Поведение к аналогично изменениям I_n . Так, основные изменения к происходят в интервале 0—50 см, а в интервале 360—400 см величина к достигает 110 (κ_{cp} 39,3, σ 20,1).

Колонка 16. 200 миль северо-восточнее горы Крылова (19°55,7' с.ш., 28°08,0' з.д.). Глубина водной толщи 4727 м. Длина колонки 265 см.

Осадки этой колонки прямо намагничены. Колебания склонения и наклонения вдоль колонки незначительны (рис. 21, г). I_n 0—8 ($I_{n cp}$ 3,9, σ 1,6); κ 0—30 (κ_{cp} 13, σ 6).

¹Здесь и далее в единицах намагниченности *I_n* и магнитной восприимчивости к опускаются числовые множители и размерности единиц, которые приводятся в системе СИ.





Рис. 21. Палеомагинтная характеристика колонок 9(a), 11(б), 15(a), 16(r) 1, 2 — полярность: 1 — прямая, 2 — обратная; 3 — неизученные части колонок. Величина естественной остаточной намагниченности I_a · 10⁻³ A/м; магнитная восприимчивость с · 10⁻⁷ ед. СИ

Колонка 17. Восточный цоколь горы Крылова в 15 милях от полигона (17°33,1' с.ш., 29°55,9' з.д.). Глубина водной толщи 4550 м. Длина колонки 130 см.

Осадки колонки 17 в основном прямо намагничены. Исключением являются обр. 20 и 24 (95 и 108 см соответственно) (рис. 22, *a*). I_n 0—12 ($I_{n cp}$ 3,1, σ 1,6); κ 0—15 (κ_{cp} 8,2, σ 3,0).

Колонка 28. Котловина на северном склоне горы Крылова (17°37,4' с.ш., 30°01,4' з.д.). Глубина водной толщи 3750 м. Длина колонки 150 см.

Осадки этой колонки в основном прямо намагничены. Исключением является обр. 2, наклонение которого отрицательно (рис. 22, δ). I_n 2—6 ($I_{n cp}$ 3,1, σ 1,4); κ 0—15 (κ_{cp} 5,6, σ 2,7).

Колонка 21. Юго-западная часть цоколя горы Крылова (17°22,8' с.ш., 30°28,3' з.д.). Глубина водной толщи 4520 м. Длина колонки 350 см.

Колонка характеризуется тремя зонами магнитной полярности: две зоны прямой полярности — 0—1 м (обр. 1—9) и 2,4—3,5 м (обр. 25—35) и одна зона обратной полярности — 1—2,4 м (рис. 22, e). В средней части обратно намагниченного осадка выделяется маломощный горизонт с положительным наклонением (обр. 17). I_n 0—14 ($I_{n cp}$ 4,6, σ 3,9); κ 0—30 (κ_{cp} 11,2, σ 5,8).

Колонка 31. 10 миль юго-западнее полигона горы Безымянной—640 (15°39,5' с.ш., 36°25,7' з.д.). Глубина водной толщи 5000 м. Длина колонки 410 см.

Верхняя часть колонки (до 2,6 м, обр. 1—30) характеризуется прямой полярностью вектора I_n , а нижняя — в основном обратной (глубина 2,6—4,1 м). В верхней прямо намагниченной части колонки в обр. 1 и 3 по наклонению выделяется обратная полярность. Среди обратно намагниченного осадка установлен интервал прямой полярности мощностью около 10 см (глубина 3—3,1 м) (рис. 23, *a*). I_n 0—16 (I_{ncp} 4,7, σ 3,9). Нижняя обратно намагниченная часть колонки характеризуется в целом пониженными значениями I_n , что, по-видимому, связано с наличием в осадках этого интервала недочищенной вязкой компоненты прямой полярности. к иногда достигает 30 (κ_{cp} 15,2, σ 5,5).

Колонка 32. Северо-восточный склон горы Безымянной—640 (16°00' с.ш., 36°00' з.д.). Глубина водной толщи 5000 м. Длина колонки 280 см.

В осадках колонки выделено два разнополярных интервала: прямой полярности до глубины 1,65 м (обр. 1—27) и обратной полярности в интервале 1,65—2,8 м (рис. 23, 6). В верхней части прямо намагниченного осадка присутствует образец с отрицательным наклонением (обр. 7). I_n 0—16 ($I_{n cp}$ 4,5, σ 3,1). Так же, как и для колонки 31, отмечаются более низкие значения I_n для обратно намагниченной части колонки. κ 5—20 (κ_{cp} 12,0, σ 3,7).

Колонка 33. Северо-восточный склон горы Безымянной—640 (15°59,0' с.ш., 36°01,0' з.д.). Глубина водной толщи 4400 м. Длина колонки 270 см.

Осадки этой колонки в основном прямо намагничены. В верхней части колонки (обр. 4, 5, мощность около 10 см) имеется интервал обратной полярности. Два нижних образца колонки (обр. 64, 65) также намагничены обратно (рис. 23, e). I_n 0—12 ($I_{n cp}$ 4,4, σ 1,8), κ 5—25 (κ_{cp} 13,0, σ 4,1).

Корреляция между скалярными параметрами. Микроскопическими исследованиями (глава вторая, часть вторая) установлено, что в осадках изученных колонок основным рудным минералом является магнетит, содержание которого иногда достигает 4%. Он, по-видимому, и является носителем естественной остаточной намагниченности I_n .

Как известно, магнитная восприимчивость связана главным образом с концентрацией магнетита. Величина I_n определяется в основном намагниченностью зерен магнетита размером от 0,1 до 10 мкм (т.е. однодоменного и псевдооднодоменного). Поэтому четкая статистическая зависимость между к и I_n должна наблюдаться при достаточно большой концентрации однодоменных и псевдооднодоменных зе-



Рис. 22. Палеомагнитиая характеристика колонок 17(а), 28(б), 21(в) Условные обозначения см. на рис. 21

рен (C_o) по сравнению с концентрацией более мелкого суперпарамагнитного и более крупного магнетита (C_n). Отношением C_o/C_n определяется многообразие в поведении графиков к и I_n с глубиной. Так, при $C_o < C_n$ не будет наблюдаться корреляция между этими параметрами (см. графики к и I_n колонок 9, 11, 28 на рис. 21, 22). Если на отдельных горизонтах $C_o > C_n$, то на фоне общей некоррелируемости будет наблюдаться совпадение отдельных максимумов кривых (колонки 15—17, 21 на рис. 21, 22). Если $C_o > C_n$ для всей колонки, то это приведет к сильной статистической связи между величинами магнитной восприимчивости и намагниченности I_n . Такая связь наблюдается для осадков колонок 16, 31—33 (величина коэффициента корреляции значима на 10%-ном уровне значимости).

На рис. 24, в приведена зависимость I_n и к для прямо намагниченной части колонки 31, подтверждающая сильную статистическую связь этих параметров. Следует отметить также для многих изученных колонок тенденцию роста с глубиной величины магнитной восприимчивости (и, следовательно, содержания магнетита), не проявляющуюся на графиках I_n (см. например, колонки 16, 31—33). Такое различие в поведении линейного тренда этих параметров не сказывается на корреляции между ними. Не обсуждая возможных причин такого изменения магнитной восприимчивости с глубиной, можно связать его с увеличением вниз по колонкам только величины концентрации C_n .

Удалось также установить корреляцию между магнитными скалярными параметрами (к, I_n) и концентрацией в осадках некоторых элементов. Так, для осадков колонок 31, 32 был проведен химический анализ содержания растворимого Fe, Mn и карбонатности (глава восьмая, часть вторая). Образцы для химического анализа были взяты с уровней, соответствующих уровням отбора палео-





Рис. 23. Палеомагнитная характеристика колонок 31(a), 32(b), 33(e) Условные обозначения см. на рис. 21





Рис. 24. Зависимость концентрации растворимого Fe (a), Mn (b) и I_n (e) от магнитной восприимчивости осадков колонок 31 (1), 32(2)

магнитных образцов. Концентрация растворимого Fe и Mn этих колонок четко коррелирует с магнитной восприимчивостью осадков (рис. 24, *a*, *б*).

Следовательно, изменение величины к с глубиной отражает неравномерность распределения растворимого Fe и Mn вдоль колонки. Наличие корреляции указанных выше скалярных параметров можно интерпретировать следующим образом. Магнитная восприимчивость, связанная главным образом с содержанием в осадках магнетита, отражает в силу статистической связи с I_n (рис. 24, e) концентрацию магнетита, несущего естественную остаточную намагниченность. Корреляция с растворимым Fe и Mn вызвана, по-видимому, сильной связью в содержаниях этих элементов и магнетита, что говорит о едином источнике сноса. Отношение концентраций Fe и Mn сильно отличается от отношения концентраций этих элементов в железомарганцевых конкрециях. Поэтому можно исключить возможность образования магнетита и минералов, содержащих Fe и Mn, в осадке. Возможными источниками сноса, по-видимому, являются измененные базальты подводных вулканических гор или терригенный материал материков (глава четвертая, часть первая), а вариации магнитных параметров связаны с активностью привноса этого материала.

Стратиграфия донных осадков по наннопланктону. Изучение наннопланктона проводилось по образцам, отобранным для палеомагнитных исследований. Детально (с отбором образцов в среднем через 2—5 см) изучались только разрезы наибольшей мощности — колонки со станций 15, 21, 31. В остальных колонках (станции 16, 17, 28, 33) исследовались образцы из основания и верхней части разрезов, а также из интервалов, соответствующих смене знака намагниченности.

Преобладающая часть колонок не вышла за пределы верхнеплейстоценового интервала и лишь в некоторых из них пройден нижний плейстоцен и самая верхняя часть плиоцена.

Для стратиграфии плейстоцен-четвертичных осадков по наннопланктону использовалась зональная шкала С. Гартнера [Gartner, 1977]. Выше границы плиоцена плейстоцена (в океанических осадках, по мнению большинства исследователей, ей соответствует уровень вымирания Discoaster brouweri) в этой шкале выделяется последовательность из семи зон (табл. 2).

Предложенные С. Гартнером подразделения сопоставлены им с магнитохроно-

Таблица 2 Зональная схема Гартнера



логической шкалой. Граница эпох Матуяма—Брюнес проходит внутри зоны P. lacunosa, а верхняя граница зоны мелких Gephyrocapsa совпадает с нижней границей эпизода Харамильо, D. brouweri исчезает в самой верхней части эпизода Олдувей.

Расчленение плиоценовых отложений производилось по стандартной шкале E. Мартини [Martini, 1970].

На табл. 2 приведена последовательность зональных подразделений С. Гартнера, использованных в настоящей работе; показаны датировочные уровни, определяющие границы зон; дано соотношение зональной и магнитохронологической шкал.

Наиболее детально распространение наннопланктона изучено в разрезах трех колонок — 15, 21, 31.

Колонка 15. Наннопланктон изучен в 110 образцах. По всему разрезу встречены Calcidiscus leptoporus, Gephyrocapsa caribbeanica, G. oceanica s.l., Helicosphaera carteri, Rhabdospaera clavigera.

В интервале 389—128 см постоянно присутствуют Pseudoemiliania lacunosa, он соответствует одноименной зоне шкалы С. Гартнера, причем ее верхней части: осадки намагничены прямо и сопоставляются с эпохой Брюнес. Интервал 120—78 см соответствует зоне Gephyrocapsa oceanica, наннопланктонный комплекс которой отличается присутствием многочисленных G. oceanica и G. caribbeanica. С уровня 20 см в разрезе присутствуют экземпляры индекс-вида зоны Emiliania hyxleyi. Сохранность наннопланктона по всему разрезу колонки удовлетворительная, хотя на отдельных уровнях отмечаются следы растворения.

Колонка 21. Наннопланктон изучен в 35 образцах. В основании разреза (350 см) определены следующие виды — Discoaster asymmetricus, D. tamalis, D. pentaradiatus, D. brouweri, Cacidiscus macyntyrei, Helicosphaera carteri, Pseudoemiliania lacunosa, Calcidiscus leptoporus. Выше по разрезу D. surculus встречается до уровня 218 см; D. pentaradiatus — до уровня 155 см; D. brouweri, D. tamalis, C. macintyrei, C. pelagicus присутствуют до уровня 105 см (этот интервал соответствует зонам 16 Discoaster sureulus (350—218 см), 17 Discoaster pentaradiatus (218—155 см), 18 Discoaster brouweri (155—105 см)).

В образце с уровня 95 см обнаружен иной комплекс наннофлоры. Здесь преобладают Gephyrocapsa caribbeanica, G. oceanica s. l., мелкие Gephyrocapsa, Pseudoemiliania lacunosa, Calcidiscus leptoporus, отсутствуют все дискоастеры.

Этот комплекс, прослеженный до уровня 35 см, характеризует верхнеплейстоценовую зону Pseudoemiliania lacunosa. Таким образом, из разреза выпадают осадки, соответствующие нижнему плейстоцену и, видимо, какой-то части верхнеплейстоценовой зоны Discoaster brouweri.

Самая верхняя часть колонки (от уровня 35 см и выше) относится к зоне Gephyrocapsa oceanica, ассоциации последней отличаются присутствием экземпляров индекс-вида и G. caribbeanica.

По данным палеомагнитного анализа, в разрезе выделяются три зоны намагниченности: прямой, обратной (на уровне 175 см отмечается положительный эпизод) и снова прямой.

На основании изучения наннопланктона зона прямой намагниченности, определенная в основании разреза, сопоставляется с эпохой Гаусс; зона обратной намагниченности — с нижней частью эпохи Матуяма (положительный эпизод, определенный на уровне 175 см, сопоставляется с эпизодом Реюньон); верхняя часть эпохи с эпизодом Олдувей в разрезе отсутствует; с уровня 95 см залегают прямо намагниченные осадки эпохи Брюнес.

Колонка 31. Наннопланктон изучен в 51 образце. В основании колонки (404 см) определены следующие виды: Calcidiscus leptoporus, Gephyrocapsa carribeanica, G. oceanica s. l., G. sp., Pseudoemiliania lacunosa, Rhabdosphaera clavigera. Выше по разрезу Pseudoemiliania lacunosa присутствует до уровня 327 см, затем в ассоциации преобладают Gephyrocapsa oceanica s.l., G. caribbeanica, Rhabdosphaera clavigera.

По палеомагнитным данным, в разрезе выделяются две зоны намагниченности — обратной и прямой. В зоне обратной намагниченности на уровне 340 см фиксируется положительный эпизод.

По комплексу наннопланктона, определенного в основании разреза, вскрытые отложения коррелируются с нерасчлененными зоной мелких Gephyrocapsa — зоной P. lacunosa. Провести верхнюю границу зоны мелких Gephyrocapsa в данном разрезе невозможно, так как количество мелких гефирокапс довольно постоянно по всему разрезу. Косвенно эту границу можно определить по палеомагнитным данным; зона обратной намагниченности в основании разреза сопоставляется с верхами эпизода Матуяма, фиксируется и положительный эпизод Харамильо, в подошве которого, по данным С. Гартнера, проводится верхняя граница зоны мелких Gephyrocapsa. Кровля зоны Pseudoemiliania lacunosa устанавливается на уровне 327 см по исчезновению индекс-вида. Интервал 327—0 см соответствует зоне Geophyrocapsa oceanica. Вид Е. huxleyi в разрезе не установлен. Сохранность наннопланктона по всему разрезу хорошая, за исключением обр. 13, 22, 39, 45, 46.

Кроме трех детально изученных разрезов, был просмотрен ряд образцов из других колонок с целью привязки палеомагнитных данных и корреляции колонок.

Колонка 16. Изучено четыре образца — 1 (2 см), 4 (17 см), 8 (32 см), 61 (265 см). В обр. 61 определен комплекс наннопланктона зоны Pseudoemiliania lacunosa: Calcidicus leptoporus, Ceratolithus cristatus, Gephyrocapsa oceanica s.l., G. caribbeanica, Helicosphaera carteri, Pseudoemiliania lacunosa, Rhabdosphaera clavigera, Suracosphaera histrica, Umbilicosphaera mirabilis, Thoracosphaera sp. Причем это только верхняя часть зоны, поскольку все осадки колонки относятся к зоне прямой намагниченности (Брюнес).

В обр. 8 содержится тот же комплекс наннопланктона, но без Р. lacunosa зона Gephyrocapsa oceanica. Наконец, в обр. 4 обнаружены экземпляры Emiliania huxleyi, что и определяет его принадлежность к осадкам одноименной зоны.

Колонка 17. Изучено три образца — 1 (5 см), 8 (29 см), 28 (120 см). В обр. 28 определены следующие виды: Calcidiscus leptoporus, Ceratolithus cristatus, Gephyrocapsa oceanica s.l., G. caribbeanica, G. sp. (мелкие формы), Helicophaera carteri, Pseudoemiliania lacunosa, Rhabdosphaera clavigera, Thoracosphaera sp., Umbilicosphaera mirabilis. В обр. 8 присутствуют те же виды наннопланктона, за исключением Р. lacunosa. В обр.1 в комплексе наннофлоры появляется Emiliania huxleyi.

Осадки, вскрытые колонкой, характеризуются прямой намагниченностью. По наннопланктону изученные образцы относятся к осадкам соответственно верхней (прямо намагниченной) части зоны Pseudoemiliania lacunosa, зоны Gephyrocapsa осеапіса и зоны Emiliania huxleyi. Таким образом, прямо намагниченные осадки колонки 17 сопоставляются с эпохой Брюнес.

Колонка 28. Изучено два образца — 20 (148 см) и 2 (10 см). В обр. 20 обнаружен редкий наннопланктон очень плохой сохранности: Discoaster brouweri, D. variabilis, D. sp., Calcidiscus macintyrei, Helicosphaera carteri. В обр. 2 встречены очень редкие-H. carteri, Rhabdosphaera clavigera, Gephyrocapsa caribbeanica, G. oceanica s.l., Calcidiscus leptoporus.

Осадки по всему разрезу намагничены прямо. Из-за плохой сохранности наннопланктона по всему разрезу трудно однозначно решить вопрос о возрасте вскрытых осадков. Присутствие дискоастеров в основании разреза может свидетельствовать о том, что вскрыты плиоценовые отложения, однако скудность и плохая сохранность наннопланктона могут говорить и о том, что мелкие и хрупкие плейстоценовые кокколиты не сохранились, а дискоастеры являются переотложенными формами. В верхней части разреза дискоастеры не обнаружены; на основании присутствия Серћугосарѕа осеапіса s.l. она относится к плейстоцену.

Колонка 32. Изучено три образца — 47 (270 см), 26 (155 см), 1 (6 см). В обр. 47 определены Calcidiscus leptoporus, Gephyrocapsa caribbeanica, Helicosphaera carteri, Pseudoemiliania lacunosa, Rhabdosphaera clavigera, Umbilicosphaera mirabilis. В обр. 26, кроме того, встречены Gephyrocapsa oceanica s.l., Ceratolithus cristatus, Thoracosphaera sp. В обр. 1 Р. lacunosa не обнаружена, в ассоциации преобладают гефирокапсы.

По палеомагнитным данным, в разрезе выделяются две зоны намагниченности — обратной и прямой. Сохранность наннопланктона хорошая.

На основании комплекса наннопланктона, определенного в основании колонки, вскрытые осадки коррелируются с зоной Pseudoemiliania lacunosa; обратно намагниченные осадки сопоставляются с верхней частью эпохи Матуяма, прямо намагниченные — с эпохой Брюнес. Верхняя граница зоны P. lacunosa проводится под обр. 1, который соответствует зоне Gephyrocapsa oceanica.

Колонка 33. Изучено три образца — 65 (255 см), 37 (148 см), 1 (4 см). В обр. 65, отнесенном к осадкам зоны Pseudoemiliania lacunosa, определены Calcidiscus leptoporus, Gephyrocapsa caribbeanica, G. oceanica s.l., G. sp. (мелкие формы), Helicosphaera carteri, Pseudoemiliania lacunosa, Rhabdosphaera clavigera, Syracosphaera sp., Umbilicosphaera mirabilis.

В обр. 37 установлена ассоциация зоны Gephyrocapsa oceanica: перечисленные



Рис. 25. Корреляция колонок по бностратиграфическим и палеомагнитным данным

виды, но без Р. lacunosa. В обр. 1 наннопланктон редок и плохой сохранности, здесь встречены редкие экземпляры G. caribbeanica, H. carteri, Rh. clavigera. Видимо, это еще зона Gephyrocapsa oceanica.

По палеомагнитным данным, в основании колонки в небольшом интервале (около 10 см по мощности) определена обратная намагниченность осадков, а большая часть разреза намагничена прямо.

По комплексу наннопланктона, определенного в основании разреза, вскрытые отложения сопоставляются с зоной Pseudoemiliania lacunosa, обратно намагниченные осадки — с верхней частью эпохи Матуяма, а прямо намагниченные с эпохой Брюнес. Изучение наннопланктона из донных осадков, поднятых колонками в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов", позволило установить возраст вскрытых отложений, провести корреляцию разрезов и привязку палеомагнитных зон (рис. 25).

Колонки со станций 15—17, 31—33 вскрыли отложения, соответствующие зоне Pseudoemiliania lacunosa (верхняя часть плейстоцена по шкале Гартнера); в ряде разрезов фиксируется граница палеомагнитных эпох Матуяма—Брюнес (колонки 31—33).

Основание колонки 21 вскрыло верхнеплиоценовые осадки (зона 16 Discoaster surculus по шкале Мартини), на которые с перерывом ложатся отложения верхнего плейстоцена (верхняя часть зоны P. lacunosa по шкале Гартнера). Изучение наннопланктона в этом разрезе позволило установить, что смена знака намагниченности в плиоценовой части разреза соответствует границе палеомагнитных эпох Гаусс—Матуяма, а положительно намагниченные осадки верхнего интервала соответствуют эпохе Брюнес.

Наилучшей сохранностью наннопланктона характеризуются разрезы колонок 15—17, обилие мелких и хрупких форм свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления. В остальных разрезах сохранность наннопланктона удовлетворительная (кроме разреза колонки 28). Во всех разрезах встречаются теплолюбивые виды наннопланктона, характерные для тропической области океана. 86 Таким образом, совместный анализ палеомагнитных данных и данных по наннопланктону позволил, с одной стороны, привязать палеомагнитные зоны к геологической шкале, а с другой — провести более дробное расчленение изученных отложений и привязку отдельных уровней к абсолютному возрасту — выделение границ Гаусс—Матуяма (колонка 21), Матуяма—Брюнес (колонки 31—33) и субзон Реюньон и Харамильо (колонки 21 и 31 соответственно).

Наличие зон прямой и обратной полярности позволило в некоторых случаях оценить скорость осадконакопления. Так, для колонок 31—33 (в предположении полноты разреза) скорость осадконакопления варьирует от 0,21 до 0,36 см за 1000 лет, составляя в среднем 0,30 см за 1000 лет. Для колонок 15 и 16 минимальные скорости осадконакопления (ввиду того что колонки не достигли границы Матуяма—Брюнес) составляют 0,55 и 0,36 см за 1000 лет соответственно.

Изучение драгированных пород. Все осадочные породы, драгированные со склонов вулканогенных поднятий, характеризуются высоким содержанием органогенного карбонатного вещества. Большая часть пород является органогенными известняками, состоящими из остатков раковин фораминифер, органогенного карбонатного детрита, наннопланктона.

Карбонатные породы, драгированные со склона горы Атлантис с глубины 2340 м, представлены светлыми плотными детритовыми известняками. Основная их масса состоит из раковин фораминифер и наннопланктона в тонкообломочном кальцитовом цементе слабой степени раскристаллизации. Среди наннопланктона определены: Coccolithus pelagicus (крупные формы типа miocenica), С. aff. macintyrei, Discoaster deflandrei (крайняя степень зарастания вторичным CaCO₃). Возраст известняков по этим формам может быть определен только приблизительно как миоценовый.

В образцах, поднятых этой же драгой и представленных плотными, в разной степени раскристаллизованными фораминиферово-детритовыми известняками, определен наннопланктон четвертичного возраста — Calcidiscus macintyrei и мельчайшие Gephyrocapsa sp.

В пробах, взятых с середины склона горы Атлантис с глубины около 2000 м, установлен разнообразный тепловодный относительно мелководный комплекс: Reticulofenestera pseudoumbilica, Sphenolithus sp. (abies+neoabies), Scyphosphaera sp.sp. (3—4 вида), Discoaster surculus, D. brouweri, D. aff. berggrenii, D. prepentaradiatus, Amaurolithus aff. primus (1 экз.), Ceratolithus rugosus (1 экз.) и др. Все дискоастеры с избыточным нарастанием кальцита и поэтому плохо определимы; учитывая это, вмещающие породы могут датироваться второй половиной позднего миоцена (наиболее вероятно) — ранним плиоценом.

С плоской вершины горы Атлантис при помощи дночерпателя подняты рыхлый фораминиферовый песок и желваки сильнолитифицированных известняков, состоящих из обломков кораллов и раковин фораминифер в раскристаллязованном детритовом карбонатном цементе. Известняки бронируют обе вершины этой горы. Существенное растворение и вторичная цементация молодых известняков являются признаком современной термальной активности горы Атлантис.

Возраст органогенных известняков с северо-восточного склона этой горы по наннопланктону (определения М.Г. Ушаковой) олигоцен—ранний миоцен. Заслуживает внимания, что карбонаты встречены вместе с гиалокластитами в цементе вулканогенных конгломератов и брекчий [Богданов и др., 1984].

Таким образом, опробованный возраст органогенных пород склонов горы Атлантис охватывает стратиграфический интервал — от олигоцена до квартера. Накопление осадков происходило в тепловодной относительно мелководной обстановке и сопровождалось перемывом продуктов синхронной вулканической деятельности.

Из известняков, драгированных со склонов горы Круизер, также изучался наннопланктон, ассоциации которого выделены только в двух образцах с западного

склона горы с глубины 1800—1300 м. Из светло-серых органогенных известняков определен комплекс с Coccolithus pelagicus, Discoaster deflandrei, D. exilis, Calcidiscus macintyrei, D. aff. kugleri, D. aff. bellus и другими формами нижней части среднего миоцена — зона Discoaster exilis.

Разнообразные комплексы наннопланктона определены из образцов с горы Крылова, которая по структурному положению отличается от описанных выше подводных гор из группы Атлантис—Метеор. С восточного и западного склонов горы Крылова с глубины около 3000 м драгированы гидротермально измененные породы, известковистые глины и органогенные известняки. Из последних с восточного склона определены: Discoaster exilis, Coccolithus pelagicus, Calcidiscus macintyrei, Rhalbosphaera claviger, Pontosphaera sp., Scyphosphaera sp. и другие формы, характеризующие относительно мелководную тропическую обстановку осадконакопления. Возраст известняков — средний миоцен — зона Discoaster exilis.

Из каньона на западном склоне горы Крылова из известняков, ассоциирующих с туфобрекчиями, определены Dictyococcites bisectus, Cyclycargolithus floridanus, C. abisectus, Helicosphaera euphratis, Sphenolithus moriformis и много других форм, характеризующих вмещающие отложения как средне-верхнеолигоценовые.

В нижней части каньона в ассоциации с шаровыми лавами встречены белые писчие мелоподобные известняки, включающие разнообразный комплекс кокколитов маастрихта. Таким образом, на горе Крылова обнаружены наиболее разнообразные осадочные породы, охарактеризованные микроокаменелостями от верхнего мела до миоцена.

Склоны и вершина горы Безымянной—640 перекрыты довольно однообразными светлыми органогенными известняками, охарактеризованными разновозрастными комплексами кокколитов: Discoaster lodoensis, Coccolithus eopelagicus, Rhabdosphaera herculea, Chiasmolithus grandis, D. barbadiensis, Lophodolithus nascens и другими, указывающими на сравнительно мелководную тропическую обстановку осадконакопления. Возраст вмещающих известняков — верхняя часть нижнего эоцена — зона Discoaster lodoensis.

В образце из этой же драги определены: Discoaster lodoensis, D. barbadiensis, D. kuepperi, Coccolithus epelagicus, характеризующие также верхнюю часть нижнего эоцена — зона Discoaster lodoensis. В другом образце — Dictyococcithes bisectus, Discoaster deflandrei, Triquetrorhabdulus aff. carinatus, Sphenolithus distentus, Sph. сiperoensis и другие позднеолигоценовые формы — зона Sphenolithus ciperoensis.

Таким образом, довольно однообразные известняки охарактеризованы разнообразным наннопланктоном от раннего эоцена до позднего олигоцена.

Изученный разрез осадочных отложений от верхнего мела до четвертичных пород существенно дополняет наши знания о центральной части Восточной Атлантики и позволяет предложить некоторые структурные построения. Заслуживает особого рассмотрения структурное положение осадочных пород, в особенности фаунистически охарактеризованных органогенных известняков. Из приведенного выше описания вырисовываются три характерные структурные позиции в строении вулканических поднятий.

1. Плащеобразная форма осадочных пород, перекрывающих затухшие вулканы. Довольно редкая фациальная изменчивость литотипов. На вершинах это органогенные рифовые известняки, состоящие из скелетных элементов кораллов и их обломков, сцементированные тонкодисперсным карбонатом с фораминиферами и кокколитами. Вниз по склону происходит смешивание детритового обломочного материала с терригенными взвесями морской воды, образующее постепенный переход к пелагическим органогенно-глинистым фациям оснований склонов.

2. Осадочные породы, цементирующие вулканогенные конгломераты и брекчии. В данном случае они хорошо датируют стадии перемыва и вулканизма и всегда

смешаны с гиалокластитами, количество которых вниз по склону резко убывает. Эти осадочные породы, как правило, органогенно-детритовые известняки, чаще всего бывают гидротермально изменены и раскристаллизованы.

3. Наиболее чистые осадочные породы без следов детритовой примеси, перемыва и растворения, встречающиеся в ассоциациях с глубоководными шаровыми лавами и интрузивными породами. Они обычно являются полными литологическими аналогами пелагических осадков, вскрытых скважинами глубоководного бурения. Их появление на высоких гипсометрических уровнях в строениях вулканических поднятий можно объяснить, вероятно, только их подъемом интрузиями, слагающими основания вулканических построек.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Изучение гранулометрического состава проводилось методами классического ситового анализа (для определения крупных фракций) и водного отмучивания для мелких фракций с определением весовых процентов по закону Стокса. Определялось содержание (в % вес.) в осадках следующих фракций, мм: >2,0; 2,0-1,0; 1,0-0,5; 0,5-0,25; 0,25-0,1; 0,1-0,01; <0,01. Фракции>2,0-0,1 мм относятся к песчаной, 0,1-0,01 мм — к алевритовой и <0,01 мм — к глинистой размерности¹.

Для классификации осадков использована треугольная номограмма, вершины которой соответствуют 100%-ному содержанию песчаной, алевритовой и глинистой фракций. В пределах треугольника выделены поля, соответствующие более дробным градациям гранулометрического состава. Установлено 10 классификационных типов осадков (табл. 3).

Необходимо отметить, что американские исследователи для классификации осадков используют аналогичный треугольник, но гранулометрические градации у них несколько иные; так, песок характеризуется размерностью 0,062—2,0 мм, алеврит — 0,004—0,062 мм, глина — 0,004 мм (0,001).

Достоинством водно-ситового фракционирования является возможность дальнейшего минералогического изучения выделенных фракций оптическими, термическими, химическими и дифракционными методами. Существенным недостатком его является неполное фракционирование, связанное с гравитационным эффектом прилипания мелких частиц к крупным, и как следствие — искусственное увеличение веса крупных фракций.

Параллельно проводилось исследование гранулометрического состава осадков путем прямого подсчета и измерения размеров частиц при помощи системы анализа изображений "Мажескан-2" (производство фирмы "Джейс-Лейбл", Великобритания). Изображение исследуемого участка однослойного препарата (смерслайда осадка, изготовляемого в бортовых условиях из свежеподнятого материала) через оптическую систему микроскопа и телекамеру поступало в анализатор изображения, где в автоматическом режиме осуществлялись веделение, подсчет и измерение геометрических параметров частиц, слагающих осадок. С целью устранения влияния неоднородности концентрации частиц в пределах препарата и получения статистически представительных данных в пределах каждого смер-

¹Не следует путать с фракцией <0,001 мм, которая в основном состоит из глинистых, минералов.

Таблица З

Классификация современных осадков по гранулометрическим классам, %

Тип осадка	< 0,01 мм	0,01-0,1 мм	0,1-2,0 мм	
Глина	> 75	< 25	< 25	
Алевритистая глина	50-75	25-50	< 20	
Глинистый алеврит	25-50	50-85	< 20	
Алеврит	< 25	> 85	< 25	
Песчаный алеврит	< 20	40-75	25-50	
Алевритистый песок	< 20	15-40	50-75	
Песок	< 25	< 25	> 75	
Глинистый песок	25-50	< 20	50-75	
Песчанистая глина	50-75	25-50	< 20	
Песчанисто-алевритистая глина	> 20	> 20	> 20	

Таблица 4

Краткие технические данные анализатора изображений "Мажескан-2"

Параметры	Характеристика			
Тип исполнения	Настольный			
Габариты	860×525×345 мм			
Система ввода информации	Телевизионная камера "Бош" высокого разрешения 625 линий			
Система вывода информации	Точечно-матричный принтер 1-МР-88С			
ЭВМ	Мультипроцессорная с распределенной памятью			
Емкость ОЗУ	128 Кбайт			
Емкость видеопамяти	До 2097, 152 Кбайт			
Число одновременно анализируемых изображений с разрешением:				
512×512 элементов 256×256 элементов	8 32			
Математическое обеспечение: общесистемное специализированное	Паскаль, Ассемблер Программа МЕ (программирование на языке пользователя)			

слайда анализировалось несколько участков (от 5 до 7). Всего подсчитывалось и анализировалось не менее 1500—2000 частиц различного диаметра. Результаты выводились на принтер в виде статистических таблиц и гистограмм. Итоговые данные гранулометрического анализа представлены в приведенной выше классификации (табл. 4) с выделением тех же градационных гранулометрических фракций.

Исходя из того, что расчеты, проводимые при водно-ситовом анализе, основаны на формуле Стокса, выведенной для частиц сферической формы, при выборе измеряемого геометрического параметра частиц осадка было сделано допущение, что скорость осаждения неизометричных частиц пропорциональна их ширине¹.

Сравнивая результаты гранулометрического анализа, выполненные разными

³Под шириной частицы принимается меньшая сторона прямоугольника, описанного вокруг проекции этой частицы на плоскости смерслайда.

методами, можно заметить, что водно-ситовой метод с последующим взвешиванием и метод прямого подсчета частиц не совпадают по своим абсолютным результатам.

Наиболее близкие результаты получены обоими методами для фракции <0,01 мм — расхождение для этой фракции в среднем составляет 9%, для 0.01—0,1 мм — уже около 30, для 0,1—2,0 мм — свыше 70% (табл. 5).

Таким образом, можно заключить, что при применении весового метода с возрастанием величины дисперсной фракции увеличивается и ошибка определения за счет взаимной адгезии частиц (гравитационного эффекта). При прямом подсчете частиц возникает опасность потери информации о некотором количестве мелких частиц за счет их экранирования более крупными частицами.

Оценивая оба метода, можно сделать следующие предварительные выводы. При гранулометрическом анализе песчаных и алевритовых осадков наиболее рациональным является водно-ситовой метод. Для тонкодисперсных осадков следует отдать предпочтение экспрессному методу прямого подсчета частиц, основанному на высокой статистике и работе с материалом естественной влажности, поскольку высушенный осадок, подвергшийся вторичному размоканию, меняет свое агрегатное состояние, что неминуемо сказывается на его гранулометрическом составе. Весовой метод следует применять также в случае необходимости накопления фракций осадка для минералогического изучения.

Минералогическому изучению подвергалась мелкопесчано-алевритовая фракция с размером частиц 0,01—0,25 мм. Далее эта фракция в бромоформе (уд. вес 2,89) разделялась на легкую и тяжелую подфракции, в каждой из которой подсчитано 201—500 зерен. Минералы легкой подфракции изучались в жидкости с показателем преломления 1,535, тяжелой — с показателем преломления 1,635.

Высокая карбонатность отложений обусловила малый выход навески, вследствие чего в тяжелой подфракции часто количество зерен не достигало минимума (201 зерно), необходимого для определения процентного содержания. Для объективной оценки распространения минералов во всех таблицах приведены данные по выходу легкой и тяжелой фракций.

Минералы легкой фракции. Кварц распространен повсеместно, содержание его 0,4—55%, в среднем 10—15%. Представлен мелкими (0,04—0,12 мм), полуокатанными, хорошо отсортированными, бесцветными зернами с отчетливыми границами, монокристаллическими, с волнистым угасанием. Большинство зерен чистые, водяно-прозрачные, некоторые содержат черные точечные включения и примазки зеленовато-бурого глинистого вещества. Кварц из образцов точек 1-15-Т и 1-16-Т отличается от вышеописанного чистотой, прозрачностью, некоторой "облачковидностью". Зерна не окатаны, угловатые, с резкими границами.

Полевые шпаты широко распространены, но содержание их незначительно — 0,4—20%. Представлены калиевыми полевыми шпатами (ортоклазом) в виде бесцветных неправильных полуокатанных табличек, чаще всего не содержащих включений. Лишь в обр. 106 отмечены единичные чистые плагиоклазы. В единичных зернах наблюдаются также альбит (обр. 32) и микроклины (обр. 73). Размер зерен 0,03—0,12 мм, сортировка хорошая. Тонкие бесцветные таблички калиевых полевых шпатов почти не содержат примазок глинистого вещества. В обр. 17 наблюдаются очень интересные водяно-прозрачные, чистые, угловатые ортоклазы (новообразованные?). В целом несколько повышенное содержание калиевых полевых шпатов отмечается в образцах точек 1-15-Т и 1-16-Т. Здесь калиевые полевые шпаты чистые, угловатые, содержат газожидкие включения, расположенные по зерну неравномерно.

Группа слюд представлена мусковитом, биотитом и гидрослюдой. Мусковит встречается довольно часто, но в единичных зернах. Содержание его 0,4—2,3%. Представлен бесцветными, водяно-прозрачными, неправильными, мелкими чешуйками с четкими границами, без включений и следов деформации.

Таблица 5

Результаты гранулометрического анализа,						
выполненного водно-ситовым методом						
с последующим взвешиванием (1) и прямым подсчетом частиц						
с помощью анализатора "Мажескан-2" (2), %						

Номер образца	Гранулометрический состав, мм					
	< 0,	01	0,01-0,1			
	1	2	1	2		
1-92-Т-16-ЕШ	86,15	84,45	12,30	15,17		
1-9-Т-18-ЕШ	72,04	70,10	26,64	29,10		
1-28-Т-90-ЕШ	67,50	80,87	21,00	18,80		
1-32-Т-105-ЕШ	89,00	94,71	9,60	5,13		
1-32-Т-107-ЕШ	82,00	84,77	15,70	5,00		

Биотит встречается в незначительных количествах и распространен неповсеместно. Отмечается в легкой и тяжелой подфракциях в количестве 0,2-6,5%. Описывается совместно. Представлен плеохроирующими от желто-оранжевого до темно-бурого неправильными, редко псевдогексагональными пластинками с четкими границами, без включений. В обр. 46 биотит зеленовато-бурый, призматический. В обр. 24 оранжевато-бурые пластинки биотита интенсивно деформированы.

Гидрослюда встречается редко и в единичных красно-бурых ярких округлых зернах.

Хлорит распространен почти повсеместно в количестве 0,2—5,7%, в среднем 1,5%. Установлены три модификацию: а) зеленовато-желтые (болотные) тонкие прозрачные полуокатанные изотропные пластинки без включений и следов деформации (обр. 43); б) желтовато-зеленовато-бурые неправильные полуокатанные гидратированные "разбухшие" пластинчатые зерна, пластинки часто деформированы; в) зеленые мелкие округлые зерна микроагрегатного строения (обр. 46). Хлорит, так же как и биотит, наблюдается в легкой и тяжелой подфракциях. Описывается в легкой подфракции.

В изученных образцах встречаются бесцветные и бурые вулканические стекла. Бесцветные стекла встречаются гораздо чаще и в более значительных количествах, чем бурые. В образцах точек 1-9-Т и 1-11-Т отмечены максимальные содержания бесцветных стекол (66%). В остальных образцах стекла наблюдаются в единицах, реже в десятках зерен. Представлены бесцветными водяно-прозрачными неправильными зернами причудливых очертаний с ребристой пузырчатой структурой. Показатель преломления 1,505.

Бурое стекло встречается только в образцах точек 1-9-Т и 1-11-Т. Количество незначительное — 0,2—5%. Наблюдается в виде неправильных матовых бурых остроугольных изотропных зерен. Показатель преломления 1,525—1,537.

Агрегаты глинистые являются основным породообразующим компонентом, распространены повсеместно и достигают высоких содержаний — до 99%. В исследуемых образцах наблюдаются три разновидности глинистых агрегатов.

1. Агрегаты глинистые, интенсивно пигментированные гидроокислами Fe. Это наиболее распространенные минералы, встречаются почти повсеместно и достигают значительных содержаний — 17—91%. Представлены зеленовато-краснобурыми неправильными агрегатами часто округлой формы с неровными границами и нечеткими очертаниями, обильно пигментированными гидроокислами Fe. В отраженном свете глинистые агрегаты красно-бурые, рыхлые. Сортировка зерен хорошая.

кий состав, мм	Количество об-	Гранулометрический тип		
0,1-2,0		1	2	
2				
0,38	2702	Глина	Глина	
0,80	1595	Алевритистая глина	Алевритистая глина	
0,32	2218	Глина	Глина	
0,14	2354	,,	**	
0,23	2676		**	
	кий состав, мм -2,0 2 0,38 0,80 0,32 0,14 0,23	кий состав, мм -2,0 2 0,38 0,38 0,32 0,32 0,14 0,23 2676 Количество об- считанных объектов	кий состав, мм Количество об- считанных объектов Грануломет -2,0 объектов 1 2 1 1 0,38 2702 Глина 0,80 1595 Алевритистая глина 0,32 2218 Глина 0,14 2354 ,, 0,23 2676 ,,	

2. Агрегаты глинистые, монтмориллонитизированные. Встречаются немного реже, чем ожелезненные, и являются основным породообразующим компонентом точек 1-9-Т, 1-11-Т, 1-15-Т, 1-25-Д, 1-29-Т, 1-30-Т. Наблюдаются в виде серовато-зеленых округленно-овальных агрегатов с довольно отчетливыми границами. При скрещенных николях поляризуют в желтовато-серых и серых "мерцающих" тонах. Структура их напоминает раскристаллизованные обломки стекловатой массы породы (?), интенсивно монтмориллонитизированные. В единичных агрегатах наблюдаются волокнистость и секторальное угасание. В отраженном свете агрегаты мучнисто-белые.

3. Агрегаты глинистые пластинчатые. Встречаются совместно с ожелезненными глинистыми агрегатами в обр. 105, 107, 109, 110, 112, где составляют 1/3—2/3 содержания глинистых агрегатов. Представляют собой бурые пластинки геометрических очертаний с четкими ровными границами. Пластинчатые агрегаты обр. 105 (с максимальным содержанием) по результатам рентгеноструктурного анализа являются поликомпонентными образованиями, содержащими гидрослюды 30—35%, каолинита и палыгорскита по 20%, хлорита и монтмориллонита по 10—15%.

В обр. 1-1-Ч-1 отмечается 6% черно-бурых органоминеральных агрегатов, представляющих собой, вероятно, пропитанные гуминовыми кислотами (?) ожелезненные глинистые агрегаты. В отраженном свете агрегаты матовые с причудливыми очертаниями и неровными границами.

Опал встречается довольно часто. Выполняет внутреннюю полость органических остатков — спикул губок, фрагментов диатомей и т.д. В обр. 1-1-Ч-1, 1-4-Ч-12 является основным породообразующим компонентом. Следует отметить довольно крупный размер (до 3 мм) органических остатков, выполненных опалом, а также обилие в них газожидких включений.

Минералы тяжелой фракции. В исследуемых образцах среди рудных минелов присутствуют магнетит и ильменит. Распространены повсеместно, являются главными минералами тяжелой фракции, содержание 20—100%. Преобладает магнетит, наблюдаемый в трех модификациях: а) черные непрозрачные неправильные и идиоморфные (редко), угловатые и полуокатанные зерна, свежие и в различной степени лимонитизированные, в отраженном свете с сильным металлическим блеском, магнитны (обр. 1-1-Ч-1 содержит свежий идиоморфный магнетит); б) черные с синеватым оттенком неправильные неокатанные тонкие пластинки геометрических очертаний, корочки и скорлупки с четкими границами, в различной степени лимонитизированные; в) черные шарики диаметром 0,08—0,1 мм (встречаются редко).

Ильменит распространен незначительно. Представлен черными непрозрачными

полуокатанными чистыми зернами. Единичные зерна очень слабо лейкоксенизированы. Не магнитен.

Из группы титансодержащих минералов в исследуемых образцах в незначительных количествах присутствуют лейкоксен, рутил, сфен, анатаз. Наибольшее процентное содержание лейкоксена и рутила. Сфен и анатаз наблюдаются в единичных зернах.

Лейкоксен отмечается в виде белых, оранжевато-белых плотных матовых и рыхлых сахаровидных зерен; рутил — в виде винно-красных призматических и неправильных полуокатанных свежих зерен.

Циркон относится к числу довольно часто встречающихся минералов и в незначительных количествах присутствует почти повсеместно. Представлен бесцветными, неправильными, удлиненно-призматическими и дипирамидальными зернами и обломками зерен с различной степенью окатанности. Единичные зерна имеют зонарное строение. Отмечаются идиоморфные кристаллы.

Гранаты встречаются также довольно часто, но в единичных зернах. В некоторых образцах содержание их достигает 4%. Это бесцветные неправильные угловатые кавернозные зерна, нередко с "черепитчатой" поверхностью, изотропные.

Минералы группы эпидота представлены эпидотом, встречающимся довольно часто и в некоторых образцах достигающим значительных содержаний — 12% (обр. 41) и 22% (обр. 77). Наблюдается в виде бесцветных и фисташковозеленых, плеохроирующих в зеленых тонах зерен неправильных, полуокатанных, в основном свежих, без включений. Лишь в обр. 77 эпидот сильно выветрелый, почти темно-серый, непрозрачный, в отраженном свете белый. Зерна хорошо окатаны.

Группа амфиболов представлена обыкновенной и базальтической роговой обманкой.

Обыкновенная роговая обманка отмечается почти во всех образцах. Содержание ее варьирует от долей до 11%. Наблюдается в виде зеленых, удлиненнопризматических, неправильных, полуокатанных зерен с четкими ровными границами. Зерна свежие, включений не содержат. В обр. 77 удлиненные зерна роговой обманки имеют игольчатые окончания.

Базальтическая роговая обманка встречается в единичных зернах и очень редко. Лишь в обр. 107 содержание ее достигает 16%. По морфологии сходна с обыкновенной роговой обманкой, границы зерен четкие, ровные. Плеохроирует от оранжевато-желтого до густого красно-коричневого цвета.

Пироксены наряду с черными рудными являются основными минералами тяжелой фракции, встречаются повсеместно, содержание их 3—30%. Основная масса зерен представлена буровато-зелеными неправильными и неокатанными свежими кристаллами с яркой интерференционной окраской. Отмечаются и полуокатанные зерна. Включений не содержат, размер зерен 0,04—0,11 мм. Среди пироксенов выделяется зеленый призматический эгирин и плеохроирующий от зеленого до красного гиперстен.

Апатит наблюдается крайне редко в виде бесцветных неправильных полуокатанных призмочек с тонкими пелитовыми включениями, расположенными по зерну равномерно.

Хромпикотит в незначительном количестве встречается довольно часто. Представляет собой смоляно-черные непрозрачные, но нередко просвечивающие в краях винно-красным, неправильные, угловатые зерна с сильным стеклянным блеском. Для хромпикотита исследуемых образцов характерен идиоморфизм зерен, что является его основным отличительным признаком.

Пирит отмечается повсеместно и нередко достигает значительных содержаний. Наблюдается в виде: a) кристалликов кубической и неправильной формы; б) тонкодисперсных агрегатов неправильной формы; в) тонкодисперсных образований по органическим остаткам; г) зерен микроглобулярного строения; д) сростков тонкодисперсного пирита с мельниковитом. Следует отметить, что в исследуемых образцах чистого мельниковита не отмечается. Как правило, наблюдаются сростки мельниковита с тонкодисперсным пиритом. По преобладанию какого-либо из компонентов агрегат относится либо к пириту, либо к мельниковиту.

Мельниковит встречается очень редко, но достигает значительных содержаний (77%, обр. 47). Представлен землистоподобными округлыми агрегатами в сростках с тонкодисперсным пиритом. Сильно магнитен. Слабо лимонитизирован.

Лимонит относится к числу наиболее распространенных минералов и встречается повсеместно, содержание его 2—40%. Представлен крупными неправильными зернами, красно-бурыми в отраженном свете. Зерна рыхлые, с нечеткими очертаниями. Лимонит часто развивается по магнетиту, мельниковиту и глинистым агрегатам.

В обр. 33 отмечен ярозит (16%) желто-зеленый, агрегатного строения. Агрегаты ярозита округлой формы.

В образцах точек 1-25-Д, 1-29-Т отмечаются гидроокислы Mn в виде темных непрозрачных землистовидных агрегатов. Содержание пиролюзита высокое — 28—30%.

В единичных зернах отмечаются турмалин, кианит, силлиманит, стекло вулканическое и медная стружка.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ВУЛКАНИЗМ ПОДВОДНЫХ ГОР КРУИЗЕР И КРЫЛОВА И гидротермальные изменения слагающих их пород

Результаты драгирования и сейсмоакустического профилирования подводных гор Круизер и Крылова однозначно свидетельствуют о том, что обе эти структуры представляют собой вулканические постройки центрального типа, сформированные за счет многоактных эксплозий лав основного состава. Все изученные базальты характеризуются теми или иными вторичными изменениями — от развития глинистых минералов, цеолитов, карбонатов и фосфатов в везикулах и других пустотных пространствах до их сплошной палыгорскитовой глинизации.

Петролого-геохимическая характеристика базальтов. Гора Круизер представляет собой отдельную вулканическую постройку в системе гор Атлантис— Грейт-Метеор, формирующих вулканическое поднятие на абиссальной плите. В ее строении принимают участие по крайней мере два типа пород, сформированных в два этапа вулканической деятельности.

В первый этап подводной вулканической деятельности на достаточно больших глубинах изливались расплавы анкарамит-гавайитового типа. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие в породах везикул, т.е. кристаллизация расплава проходила при относительно больших давлениях. Парагенезис породообразующих минералов, их состав, объемные и структурные соотношения между собой и зональной стекловатой фазой интерстиций свидетельствуют о том, что процесс кристаллизации протекал достаточно быстро. Первыми кристаллизовались ромбовидные и удлиненно-призматические квенчкристаллы оливина и плагиоклаз микрофенокристов лабрадор-битовнитового состава (An₆₅). За ними выделялись клинопироксен титан-авгитового состава и полевой шпат (санидин). После этого кристаллизовались главная масса плагиоклаза андезин-лабрадорового состава (An₅₀) и клинопироксен микрофенокристов. Затем закаливалось интерстиционное стекло.

Девитрификация интерстиционного стекла с образованием кристаллов пла-

		Таблица	0			
Химический	состав	базальтондов	горы	Круизер,	%	вес

Компонент	<i>z</i> -1	z-2	z-3	z-4	z-5	z-6	z-7	z-8
SiO ₂	38,38	34,62	35,64	37,12	37,00	19,95	21,04	27,08
TiO₂	2,56	2,80	3,56	2,88	2,88	2,36	1,52	2,88
Al ₂ O ₃	17,24	15,42	16,05	15,51	15,37	10,43	9,02	15,37
Fe, 0,	14,65	19,88	16,51	16,37	17,77	16,44	16,75	23,58
FeO	3,52	2,39	4,23	1,97	3,10	3,10	2,82	0,85
MnO	0,10	0,14	0,26	0,12	0,12	0,24	0,52	0,20
MgO	3,27	4,09	2,86	4,50	4,09	2,05	2,05	0,82
CaO	8,53	6,55	8,25	9,68	8,25	23,05	23,34	8,53
Na ₂ O	3,06	3,24	2,97	2,66	2,83	2,01	2,16	2,83
K ₂ O	1,01	0,84	1,21	0,84	0,89	0,89	0,94	1,04
H ₂ O ⁺	2,54	5,17	3,99	3,79	3,68	4,06	6,06	7,44
H, O ⁻	2,41	3,28	2,44	2,41	2,76	1,85	1,82	5,20
P_2O_5	0,86	1,26	0,94	1,56	0,78	10,72	10,20	3,20
CO,	0,78	0,23	0,37	0,37	0,23	2,82	1,75	0,78
Сумма	99,11	99,91	99,28	99,78	99,75	99,97	99,99	99,80

Примечание. Анализы выполнены в НИГ СГУ.

гиоклаза, калишпата и рудного минерала, а также слабо проявленная амфиболитизация клинопироксена указывают на то, что кристаллизация породы на определенных ее этапах протекала в слабонеравновесных условиях.

После воздымания уже сформированной к этому времени вулканической постройки начался второй этап надводной эруптивной деятельности, в результате которой излились муджиерит-трахибазальтовые лавы. Этот процесс сопровождался обильным выбросом вулканических бомб. На это указывают сильная везикулярность поднятых лапилей, характер неоднородности распределения везикул (концентрация везикул в близповерхностных частях фрагментов), их прихотливая форма и флюидальная текстура породы, проявленная в субпараллельной относительно поверхности обломков ориентации лейст плагиоклаза и калишпата. Кристаллизация этой порции расплава проходила очень быстро и в достаточно равновесных условиях. Об этом свидетельствуют отсутствие фенокристаллов, тонко- и равномернозернистость породы, а также полное отсутствие реакционных минералов группы амфиболов.

Субаэральная эруптивная деятельность, по-видимому, не сопровождалась пеплопадами. Среди поднятых пород отсутствуют туфогенные образования и, кроме того, ни в одном из горизонтов осадков, распространенных по периферии вулкана, не выявлен вулканогенный петрофонд.

Химический анализ вулканитов, слагающих гору Круизер, показал, что все исследованные породы в значительной степени изменены постмагматическими процессами с существенной трансформацией их первичного химического состава. Об этом свидетельствуют значительное преобладание окисного железа над закисным и высокие содержания суммарной воды. Судя по содержаниям CO₂ и петрографическому составу, породы слабо карбонатизированы. Суть химической трансформации пород заключается в существенном выносе Si, незначительных потерях Mg и в достаточно значительном увеличении содержания Fe. Существенной особенностью химизма изученных пород является высокая концентрация P_2O_5 (до 10% вес.), не свойственная магматическим породам, не претерпевшим постмагматического изменения (табл. 6).

Таблица I

•



Таблица II



Таблица III









Таблица VI









Таблица IX


Таблица Х



Таблица XI



Таблица XII





Таблица XIV



Таблица XV



Таблица XVI



Таблица XVII



Таблица XVIII





Таблица XX



Таблица XXI



Таблица XX



Таблица XXI



Таблица XXII



Таблица XXIII



Таблица XXIV



Компонент	z-5	z-6	z-7	z-8	
SiO2	47,43	48,73	47,06	46,49	
TiO,	2,48	3,14	1,32	2,23	
Al ₂ O ₃	13,25	9,77	7,86	11,91	
Fe ₂ O ₃	15,32	15,40	14,59	18,27	
FeO	2,67	2,90	2,45	0,65	
MnO	0,10 0,22		0,45	0,15	
MgO	6,43	14,30	14,88	5,73	
CaO	3,52	1,92	1,78	0,63	
Na ₂ O	2,44	1,88	1,88	2,19	
К, О	0,76	0,83	0,81	0,80	
P205	-	_	-	_	
CO ₂	-	-	-	-	
H 2 O+	3,17	3,80	5,27	6,87	
H ₂ O ⁻	2,38	1,73	1,58	4,02	
Сумма	100,00	,100,00	100,00	100,00	

Таблица 7

Реконструированный химический состав базальтоидов горы Круизер, % вес.

Примечание. Состав рассчитан без апатита и кальцита.

С целью реконструкции первичного химического состава вулканитов анализы максимально измененных пород были пересчитаны с удалением формульных составов апатита и кальцита (табл. 7). Реконструированные составы пород близки к породам анкарамит-гавайитового ряда. Положение их фигуративных точек на диаграмме Макдональда не противоречит этому выводу. Концентрации ряда редких и редкоземельных элементов в исследованных породах того же порядка, что и в названном выше ряду щелочных пород (табл. 8).

Г о р а К р ы л о в а является одиночной вулканической постройкой центрального типа, воздымающейся на абиссальной плите, и сложена, судя по результатам драгирования, основными породами, излившимися в подводных условиях. Породы, слагающие вулканиты горы Крылова, принадлежат к серии щелочных оливиновых базальтов со слабо проявленной дифференциацией кристаллизационного типа. В строении горы принимают участие породы трех текстурных типов: 1) невезикулярные, почти полностью раскристаллизованные, афировые щелочные оливиновые базальты; 2) слабовезикулярные, неполностью раскристаллизованные, щелочные оливиновые базальты; 3) везикулярные, плохо раскристаллизованные, щелочные оливиновые гиалобазальты.

По везикулярности базальтов, их степени раскристаллизованности и микроструктурным особенностям можно сделать вывод о том, что гора Крылова была сформирована в три фазы излияния расплавов щелочно-оливинового состава: 1) достаточно мощные потоки базальтов, характеризующихся хорошей степенью раскристаллизованности и отсутствием везикул; 2) среднеглубинные подводные излияния, формирующие потоки базальтов небольшой мощности с неполной раскристаллизованностью и слабой везикулярностью; 3) малоглубинные подводные излияния, за счет которых возникают относительно маломощные потоки гиалобазальтов с отчетливо проявленной везикулярностью. Во всех случаях базальты остаются оливиновыми с примерно одинаковым цветным индексом, что свидетельствует о слабо проявленной дифференциации расплавов. Интерпретация петрохимических данных позволяет сделать вывод о том, что гора Крылова в

Элемент	z-1	z-2	z-3	z-4	7-5	z-6	z-7
Sc	48	47	52	46	46	42	42
Со	31	42	170	46	41	74	45
Te	12	14	14	12	13	12	12
Cr	110	110	110	110	120	32	34
Zr	240	300	260	29 0	240	240	240
Hf	6,8	8,0	7,8	8,2	8,6	8,3	8,0
Ta	1,7	2,1	2,0	1,8	1,7	2,2	1,9
Th	2	2	5,5	3	3	< 5	5,5
Re	10	18	10	14	10	<10	14
Sr	480	490	430	510	470	700	810
Nb	22	25	27	22	20	20	16
v	44	49	66	63	97	97	110
La	34	45	60	49	36	64	57
Ce	56	76	110	74	69	120	94
Sm	12	16	18	16	13	24	21
Eu	3.5	4,5	5,2	4,5	3,8	6,9	6,3
TI	1,8	2,3	2,9	2,7	2,0	3,6	2.8
Y	3,8	5,0	6,3	4,9	4,3	8,9	7.2
Lu	0.58	0.82	0.91	0.77	0.6	1.3	1.1

Содержание редких элементов в базальтоидах горы Крунзер, г/т

момент ее вулканической активности воздымалась с больших глубин до малых, но не доходила до уровня поверхности океана.

Рассеянный вулканический материал, изученный в осадочных образованиях вблизи горы Крылова, указывает на два источника его сноса. Тонкодисперсный глинистый материал, бурое палаганитизированное вулканическое стекло и ортопироксены могли выноситься глубинными течениями непосредственно с термальных полей горы Крылова. Рогульчатое смектитизированное вулканическое стекло является, по-видимому, продуктом дальнего вулканического разноса. Очагом такого материала могли служить надводные вулканы островов Зеленого Мыса.

Химизм вулканитов, слагающих гору Крылова, показывает, что они принадлежат к субщелочной серии оливиновых базальтов. Фигуративные точки их состава на диаграмме Макдональда лежат выше граничной толеитовой линии и образуют коленчатое поле, свидетельствующее о слабой степени их дифференцированности. В целом они характеризуются значительной степенью вторичных преобразований с существенным преобладанием окисного железа над закисным и высоким содержанием суммарной воды. В тех случаях, когда степень постмагматических преобразований значительна, отмечаются уменьшение объемного веса пород, вынос из них Si и Mg, обогащение Fe, возрастание содержания P, K, H₂O и величины отношения окисного железа к закисному (табл. 9). По уровню концентраций некоторых редких и редкоземельных элементов они вполне сопоставимы с породами субщелочной оливиновой серии других провинций океанических областей (табл. 10, 11).

Распределение содержаний РЗЭ нормативных по толеитовому базальту срединноокеанических хребтов однозначно указывает на геохимическое отличие вулканитов, слагающих горы Круизер и Крылова, от атлантических толеитовых базальтов и существование двух самостоятельных вулканических серий разной щелочности: субщелочных оливиновых базальтов и щелочных трахибазальтов. Содержания этих же элементов, нормативные по хондриту L, распределены в



Условные обозначения см. на рис. 26

соответствии с трендами указанных выше серий. Причем характер распределения РЗЭ в субщелочных оливиновых базальтах со слабовыраженным европиевым минимумом указывает на незначительную роль фракционирования кристаллов (плагиоклаза) при дифференциации первичных расплавов (рис. 26, 27). Общий высокий уровень концентрации РЗЭ в обеих рассматриваемых сериях свидетельствует о выплавлении первичных расплавов из недеплетированных, "обогащенных", участков верхней мантии различных глубинных уровней.

Сопоставление вулканизма горы Крылова с вулканизмом островов Зеленого Мыса (недифференцированные субщелочные оливиновые базальты, с одной стороны, и щелочные дифференцированные базальтоиды и меланофелениты, с другой стороны) показало, что они принадлежат к разным вулканическим форма-

Компонент	2	-55	z-69		
	%	r/100 см ³	%	г/100 см ³	
SiO,	47,44	5,774	47,36	5,662	
TiO,	1,66	0,259	1,66	0,253	
Al, 0,	15,32	2,114	14,21	1,913	
Fe, O,	7,98	1,452	8,14	1,445	
FeO	2,96	0,599	2,96	0,584	
MnO	0,10	0,020	0,28	0,055	
MgO	5,12	0,803	6,55	1,003	
CaO	10,53	1,931	9,96	1,781	
Na ₂ O	2,97	0,575	2,63	0,497	
K, 0	0,87	0,188	1,11	0,234	
H ₂ O ⁺	2,16		2,89		
н, 0-	1,84	0,114	1,53	0,125	
P, O,	0,50	0,057	0,56	0,062	
co,	Нет	-	0,47	0,033	
Сумма	99,45		99,84	·	
Объемный вес		2,590	,	2.550	

	Таблица 9		
Химический состав суби	целочных оливиновых	базальтов горь	и Крылова

Компонент		z-60	z-59		
	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	
SiO ₂	48,16	5,333	47,44	4,349	
TiO ₂	1,94	0,276	2,00	0,235	
Al ₂ O ₃	16,25	2,041	15,10	1,570	
Fe ₂ O ₃	9,88	1,636	8,97	1,229	
FeO	1,69	0,311	2,39	0,364	
MnO	0,14	0,026	0,20	0,030	
MgO	3,89	0,555	4,91	0,580	
CaO	7,12	1,188	10,53	1,454	
Na ₂ O	3,10	0,546	2,78	0,405	
K ₂ O	1,86	0,366	2,29	0,197	
H ₂ O ⁺	3,72	0.110	2,38	0.164	
H ₂ O ⁻	1,87	,0,110	1,36	0,156	
P ₂ O ₅	0,50	0,052	0,52	0,045	
CO2	Нет	-	Нет	-	
Сумма	100,12		99,72		
Объемный вес		2,340		1,970	

Примечание. Содержание в объеме приведено в пересчете на элементы. Анализы выполнены в НИИГ при СГУ.

ционным типам второго слоя океанической коры. Вулканиты горы Крылова относятся к формации слаборазвитых вулканических поднятий на абиссальных плитах (формация отдельных подводных вулканических гор), а эруптивные породы островов Зеленого Мыса характерны для формаций развитых поднятий на абиссальных плитах [Золотарев, 1984]. Парагенезис породообразующих минералов субщелочных оливиновых базальтов горы Крылова, а также характер распре-

	z-57	z	-56	z-58	
%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³
1.36	5 246	45.06	5.054	46.20	5.037
40,70	5,540	43,96	3,034	40,20	3,037
1,82	0,267	1,82	0,257	1,88	0,263
14,66	1,901	13,55	1,690	16,84	2,082
11,75	2,009	11,25	1,850	11,32	1,846
2,25	0,428	2,11	0,386	0,85	0,154
0,18	0,034	0,12	0,022	0,20	0,036
4,09	0,603	5,73	0,813	3,48	0,489
8,25	1,421	8,25	1,367	5,98	0,982
2,83	0,515	2,78	0,486	3,02	0,524
1,76	0,358	1,71	0,334	2,29	0,444
3,27	0.160	4,17	0.004	、 4,87	0.000
1,75	0,160	1,71	0,094	2,13	0,200
0,68	0,073	0,56	0,058	0,49	0,050
Нет	_	Нет	_	Нет	_
100,05		99,54		99,68	
	2,470		2,350		2,340

2	z-92		z-64 z-61 z-54		z-61 z-5		-54
%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³	%	г/100 см ³
44,20	3,975	40,28	3,681	45,68	4,087	42,31	' 1,876
1,82	0,210	2,88	0,338	2,22	0,255	1,30	0,074
14,66	1,495	13,70	1,420	16,07	1,630	11,38	0,572
16,46	2,214	16,28	2,225	15,10	2,020	15,86	1,051
0,99	0,148	0,56	0,085	0,42	0,062	0,65	0,048
0,16	0,024	0,40	0,061	0,06	0,009	0,08	0,006
3,48	0,404	3,07	0,362	1,64	0,189	4,80	0,274
4,27	0,579	7,97	1,097	3,70	0,499	4,12	0,275
2,79	0,399	2,52	0,366	3,05	0,434	3,65	0,257
2,51	0,401	3,11	0,505	3,01	0,419	2,14	0,169
4,98	0.000	5,87	~	5,97		8,07	
2,71	0,186	2,13	0,144	1,93	0,174	3,56	0,123
0,72	0,061	0,78	0,067	0,60	0,050	1,22	0,051
Нет	_	Нет	-	Нет	_	0,57	0,015
						0,34	0,013
100,29		99,29		99,45		100,05	
	1,940		1,930		1,910		0,950

деления в них редких элементов указывают на то, что первичные расплавы, за счет которых они сформированы, генерировались на глубинах порядка 40— 60 км. Аналогичные характеристики для пород горы Круизер позволяют предположить более глубинный уровень генерации первичных расплавов поднятия Атлантис—Грейт-Метеор.

Вторнчные изменения базальтов. Отмеченные ранее закономерности измене-

Таблица 10

Содержание редких элементов в субщелочных полнокристаллических оливниовых базальтах горы Крылова, г/т

Элемент	z-55	z-56	2-57	z-58	z-59
Sc	56	53	56	59	50
Co	49	35	58	39	44
Te	6,8	8,3	9,0	8,5	7,9
Cr	1 30	130	130	120	100
Zr	97	100	110	96	100
Hſ	3,5	2,7	2,8	2,5	3,3
·Ta	0,59	0,40	0,54	0,61	0,40
Th	3,9	2	3	3	3
Rb	10	17	24	28	17
Sr	270	270	230	240	270
Nb	10	7	10	10	5
Y	21	22	22	27	22
La	10	11	19	13	11
Ce	20	20	29	22	29
Sm	4,6	4,4	6,0	4,8	4,5
Eu	1,6	1,4	1,9	1,6	1,5
ТЪ	0,83	0,80	1,1	0,90	0,84
ҮЪ	2,5	2,4	3,2	2,9	2,6
Lu	0,38	0,41	0,52	0,47	0,43

Таблица 11

Содержание редких элементов в субщелочных неполнораскристаллизованных оливиновых базальтах горы Крылова, г/т

Элемент	z-60	z-61	z-69	z-92	Элемент	z-60	z-61	z-69	z-92
Sc	50	57	25	39	Nb	5	. 10	10	7
Co	55	17	67	27	Y	32	46	76	16
Te	7,1	9,6	6,6	12	La	15	39	71	21
Cr	140	110	120	30	Ce	30	22	82	27
Zr	130	110	76	130	Sm	6,0	11	16	6,0
Hf	3,9	4,1	2,7	4,3	Eu	1,9	3,3	4,2	1,8
Ta	0,64	0,57	0,36	0,64	ТЪ	1,1	2,0	2,2	0,93
Th	3	3	3	3	Yb	3,3	5,2	4,4	2,7
Rb	42	43	57	42	Lu	0,54	0,82	0,62	0,41
Sr	280	240	270	280					

ния химического состава трахибазальтов горы Круизер свидетельствуют об их значительном вторичном изменении. По петрографическим данным степень вторичных изменений варьирует. В наименее измененных породах наблюдаются палаганитизация интерстиционного стекла и обособление в нем рудных минералов. Оливин в этих породах иддингситизирован (табл. I, a, 6).

По данным оптического изучения и рентгеноспектрального микрозондирования, иддингсит, развитый по оливину, в измененных базальтах горы Круизер является оптически гомогенной смесью, состоящей как минимум из трех тонкодисперсных фаз: 1) кремнистого соединения (опал); 2) железисто-смектитового гелеподобного образования, химический состав которого приведен в табл. 12; 3) гетита.

Таблица 12

Химический состав "иддингсита", обр. 2-2, % вес.

Зерно І	Зерно 2	Компоненты	Зерно 1	Зерно 2
21,88	1 18,76	II Na ₂ O	0,20	-+0,12
3,60	3,84	K ₂ O	0,06	0,06
4,78	5,53	$P_2O_5 + H_2O$	13,36	13,21
43,63	44,01	NiO	0,03	0,03
0,25	0,19	Cr ₂ O ₃	0,04	0,06
0,81	0,70	Сумма	100,00	100,00
15,72	12,95			
	Зерно 1 21,88 3,60 4,78 43,63 0,25 0,81 15,72	Зерно І Зерно 2 21,88 18,76 3,60 3,84 4,78 5,53 43,63 44,01 0,25 0,19 0,81 0,70 15,72 12,95	Зерно 1 Зерно 2 Компоненты 21,88 18,76 Na2O 3,60 3,84 K2O 4,78 5,53 P2O3 + H2O 43,63 44,01 NiO 0,25 0,19 Cr2O3 0,81 0,70 Сумма 15,72 12,95	Зерно 1 Зерно 2 Компоненты Зерно 1 21,88 18,76 Na ₂ O 0,20 3,60 3,84 K ₂ O 0,06 4,78 5,53 P ₂ O ₅ + H ₂ O 13,36 43,63 44,01 NiO 0,03 0,25 0,19 Cr ₂ O ₃ 0,04 0,81 0,70 Сумма 100,00 15,72 12,95 12,95 12,95

Из табл. 12 видно, что при вторичном изменении оливина наблюдаются относительное накопление железа и обогащение фосфором.

В более измененных базальтах наблюдаются интенсивная палаганитизация интерстиционного вулканического стекла и выполнение каверн растворения и везикул смектитом, хлоритом, цеолитом и рудным минералом, а также иддингситизация темноцветных минералов (табл. 1,*в*, г).

Смектит, как правило, инкрустирует полости везикул и других пустотных пространств, а затем выполняет их. Причем для эруптивных лапилей характерна определенная зональность строения минерального материала, выполняющего везикулы. Периферическая часть таких везикул сложена агрегатами рудного минерала и хлорита, центральная — смектитом. Многие везикулы выполнены цеолитом, представленным филипситом.

"Иддингсит", как это было показано выше, представляет собой тонкодисперсный агрегат опала, железисто-смектитового гелеподобного образования, местами раскристаллизованного до железистого смектита, и фосфата. Последний при содержаниях P_2O_5 1,5—3,2% не фиксируется отдельной минеральной фазой в составе железисто-смектитового геля. В породах, содержащих P_2O_5 свыше 10%, фосфат идентифицируется лишь на инфракрасных спектрах, которые указывают на его аморфную форму.

Вторичные изменения базальтов могут быть вызваны двумя процессами: гальмиролизом на контакте базальтов и морской воды и гидротермальным литогенезом, протекающим в толще базальтов, фильтрующих термальные растворы. Поскольку вторичные изменения связаны с привносом и обогащением пород фосфором, который вряд ли мог поступить в таких количествах из неметаморфизованной морской воды, то остается предполагать, что основным типом изменения базальтоидов горы Круизер был гидротермальный процесс. Несомненно, что в гидротермальном литогенезе принимали участие разогретые морские воды, фильтрующиеся через проницаемые породы, сформировавшиеся до возникновения подводного поднятия Круизер. Эти термальные воды, обогащенные фосфором, при разгрузке в подводных субповерхностных условиях в проницаемых базальтоидах растворяли оливин и пироксены и формировали фосфатсодержащий тонкодисперсный иддингситоподобный агрегат.

Содержание Р в породах зависит от степени их вторичного изменения, которая находится в прямой зависимости от проницаемости пород. Действительно, в менее проницаемых оливиновых трахибазальтовых лавовых потоках с пористостью ~18% содержание, %: Р 0,8—1,5, Са 6,5—9,6, СО₂ 0,2—0,7; в лапилях с пористостью свыше 23% — Р до 10,7, Са до 23,3, СО₂ до 2,8, причем концентрация Р приурочена к выполнениям поровых пространств.

Гистограмма распределения пористости в слабощелочных базальтах горы Круизер в целом имеет логнормальный характер. На логнормальном фоне гистограммы выделяются максимум (мода), соответствующий размерности пустотных пространств 1,5-2 мкм, и мода, соответствующая размерности около 5 мкм На гистограмме ориентировки пустотных пространств установлены два генеральных направления. Разнонаправленный характер двух имеющихся типов размерностей пустотных пространств в измененных базальтоидах свидетельствует о наличии двух процессов, приведших к их образованию. Первый процесс, связанный, по-видимому, с дислокационной трещиноватостью, обусловил образование мелких пор, порядка 3 мкм, фильтрацию через них газоводных термальных растворов и палаганитизацию вулканического стекла. Этот процесс сопровождался кальматацией мелких пустотных пространств и резким снижением проницаемости базальтоидов. Закальматированная порода под действием динамических нагрузок газоводных растворов подверглась вторичной трещинной дислокашии с образованием системы пустотных пространств, отличающихся по простиранию от первых на 20° и имеющих несколько больший диаметр.

Если мелкая пористость связана с растворением и палаганитизацией вулканического стекла, то крупные поры соизмеримы с фенокристами темноцветных минералов, и в первую очередь с оливином. В крупных пустотных пространствах. возникших за счет растворения оливина, формируется "иддингсит". В некоторых крупных порах наблюдается сложный комплекс вторичных минералов. Периферическая часть их инкрустируется удлиненными кристаллами цеолита, ближе к центру образуется оторочка, сложенная смектитом, и, наконец, центральная часть выполнена изометричным цеолитом. Между минеральными зонами, выполняющими крупные поры, расположена целая система более мелких пустотных пространств. Гистограмма распределения их по крупности имеет тримодальный характер, указывающий на три стадии их формирования. Повидимому, первоначально на стенках крупных пор формировалась смектитовая оторочка. Затем во внутренних частях пор выкристаллизовывался изометричный цеолит. Позднее на контакте смектитовой зоны и стекла осуществлялось растворение последнего, а в образовавшихся пустотных пространствах кристаллизовался цеолит второй генерации в виде удлиненных щепкообразных кристаллов.

Рассмотренный материал по составу базальтоидов горы Круизер и по вторичным продуктам, развитым в этих породах, позволяет считать, что эти породы изменились в результате гидротермального процесса. При растворении темноцветных минералов на их месте формировались остаточный опал и железистокремнистый гель. Этот субстрат являлся сорбентом или соосадителем фосфора. Образовавшийся фосфатсодержащий гель при старении и раскристаллизации в зависимости от содержания в нем фосфора трансформировался или в фосфатсодержащий железистый смектит, или в агрегат тонкодисперсного железистого смектита и рентгеноаморфного фосфата.

Почти полностью раскристаллизованные субщелочные оливиновые базальты горы Крылова представлены обр. 1-18-Д-55-ЕШ (z-55), 1-18-Д-56 (z-56), 1-18-Д-57 (z-57), 1-18-Д-58 (z-58) и 1-18-Д-59 (z-59).

Химический состав этих пород (см. табл. 9) и их петрографический анализ показывают, что они в разной степени изменены вторичными процессами. В полнокристаллических породах оливин полностью замещен иддингситом, иногда глинистым минералом. Вокруг его измененных зерен наблюдается рудная оторочка. Интергранулярное вулканическое стекло палаганитизировано, местами замещено глинистыми минералами, в отдельных участках — иддингситом. Редкие везикулы замещены глинистым минералом.

Наименее измененная порода, представленная обр. z-55, отличается от среднего состава океанических оливиновых базальтов несколько большими содержаниями окисного железа и соответственно меньшими закисного и заниженным содер-

жанием магния. Изменение в составе форм железа свидетельствует об окислительных процессах, связанных с вторичным изменением базальтов. Более низкие содержания магния, по-видимому, являются региональной спецификой базальтов поверхностных фаций горы Крылова.

По петрографическим данным, степень вторичного изменения раскристаллизованных щелочных оливиновых базальтов нарастает от обр. z-55 к обр. z-57 и далее к обр. z-56. Петрографическими свидетелями вторичных изменений базальтов являются: более широкая палаганитизация и глинизация вулканического стекла, раскристаллизация иддингситоподобного агрегата до смектита и рудных минералов, развитие глинистых минералов по плоскостям спайности и швам двойникования в плагиоклазах, появление мельчайших волосовидных жилок, выполненных глинистым минералом, и, наконец, развитие цеолитов.

Базальтоиды характеризуются различной пористостью. Невезикулярные, почти полностью раскристаллизованные базальтоиды имеют пористость 26,6%, слабовезикулярные, неполностью раскристаллизованные — 31,8%, везикулярные гиалобазальты — 31.8%. В табл. II.a представлена структура слабоизмененного базальта (обр. z-55), в табл. II, б белые участки характеризуют распределение и конфигурацию пустотных пространств в этой породе. Как правило, большинство пустотных пространств приурочено здесь к контактам кристаллов плагиоклазов с вулканическим стеклом интерстиций. Реже пустотные пространства в виде крупных пор располагаются среди интерстиционного стекла, представляя собой каверны растворения, по-видимому, кристаллов оливина. Отдельные мелкие поры также наблюдаются среди интерстиционного стекла. На гистограмме распределения пор различной размерности устанавливается, что в породе присутствуют в основном поры размером 13—120 мкм², причем эти поры, соединяясь межлу собой, образуют сообщающиеся пустотные пространства. В меньшем количестве присутствуют пустотные пространства размером более 200 мкм². Коэффициент пористости такой породы 26,6%.

На дифрактограмме глинистой фракции этой породы смектит выделяется по интенсивному отражению с d 13,4 Å и рефлексам с d 5,68; 4,15; 3,30 Å (рис. 28, обр. z-55), которые отличаются от строгой целочисленной серии. Это, очевидно, свидетельствует о смешанослойности минерала, обусловленной разным строением межслоевых промежутков. Это также подтверждается тем, что после насыщения глицерином базальные отражения смектита имеют целочисленную серию с d(001) 17,6 Å. После прокаливания препарата при 600°С на дифрактограмме отмечается рефлекс с d(001) 9,89 Å. На дифрактограмме препарата, насыщенного глицерином, выделяются рефлексы небольшой интенсивности с d10,4 и 6,4 Å, которые относятся к палыгорскиту.

Таким образом, в слабоизмененном базальте вторичные изменения проявились в основном в образовании смектита и небольших количеств палыгорскита. Смектит выделяется в виде глобулярных агрегатов, состоящих из мелких пластинчатых кристаллитов. Формируется он при изменении интерстиционного стекла. В парагенезисе со смектитом встречаются отдельные кристаллы цеолита (табл. III,a). Палыгорскит образует нитевидные волокнистые кристаллы, приуроченные к кавернозным поровым пространствам в интерстиционном стекле (каверны растворения) (табл. III,6).

Глинистая фракция более измененного базальта в основном также представлена смектитом. На дифрактограмме выделяются интенсивное отражение с d11,83 Å и ряд отражений с d7,09; 6,3; 4,44; 4,15; 3,30; 3,19 Å (рис. 28, обр. z-56). После насыщения глицерином d 11,83 Å изменяется до 16,7 Å, на дифрактограмме появляются отражения с d10,3; 6,4; 4,7; 3,50 Å. Отражение 3,19 Å становится менее интенсивным. После прокаливания препарата при 600°С на рентгенограмме появляются два рефлекса с d9,94 и 3,23 Å. Увеличение межплоскостного расстояния у разбухающего минерала до 16,7 Å свойственно смешанослойному обра-



зованию с неупорядоченным чередованием смектитовых и слюдистых слоев с содержанием последних от 20 до 30%.

По расчетам, приведенным В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым [1976], структурной особенностью такого образования является тенденция к сегрегации в них слюдистых слоев. Рефлексы с d10,3; 6,3 и 3,19 Å свидетельствуют о формировании в этом базальте палыгорскита. Отражения с d7,09 и 3,50 Å, по-видимому, принадлежат серпентиновому минералу. Все это говорит о том, что в более измененном щелочном оливиновом базальте смектит несколько трансформирован в результате насыщения калием до смешанослойного образования смектит-гидрослюды с содержанием слюдистых слоев до 30%. Наряду с этим в породах продолжается образование палыгорскита.

На рентгенограмме глинистого минерала, выделенного из мелких жилок наиболее измененного базальта этого структурного типа, установлена серия рефлексов с d10,4; 7,12; 6,29; 4,44; 3,56; 3,32; 3,18 Å (рис. 28, обр. z-57). Из них межплоскостные расстояния 10,4; 6,29; 3,32 и 3,18 Å относятся к палыгорскиту и свидетельствуют о преимущественном развитии его в мелких трещинах и других пустотных пространствах сильноизмененного щелочного оливинового базальта. Четкие отражения с d7,1 и 3,56 Å, исчезающие после прокаливания препарата при 600°C, указывают также на присутствие в мелких жильных образованиях каолинита. На рентгенограмме препарата, насыщенного глицерином, появляются отражение с d18,5 Å и менее интенсивные рефлексы с d4,45 и 3,54 Å. Эти отражения характерны для неупорядоченного смешанослойного образования смектит-гидрослюды с 40%-ным содержанием слюдистых слоев.

Слабовезикулярные неполностью раскристаллизованные щелочные оливиновые базальты представлены обр. 1-18-Д-60-ЕШ (z-60), 1-18-Д-61-ЕШ (z-61) и 1-20-Д-69-ЕШ (z-69) (табл. II.z). 600 пустотных пространств в этих породах имеют размер от 50 до 200 мкм². Пустотные пространства расположены по контурам кристаллов плагиоклазов, а также образуют поры в интерстиционном стекле, которые имеют сложные зигзагообразные очертания. Более крупные поры характеризуются изометрично-округлыми формами, напоминающими контуры кристаллов оливина. Коэффициент пористости пород около 40%. Структура породы и характер пористости представлены в табл. II.*g.*.

На дифрактограмме глинистой фракции обр. z-69 имеется интенсивный рефлекс с d11,7 Å, разбухающий после насыщения глицерином до 17,6 Å. Он характеризует смектит, смешанослойность которого вызвана различным строением межслоевых промежутков. Кроме смектита, в базальтах присутствует небольшое количество палыгорскита (d 10,5; 6,46; 3,19 Å) в глицериновом комплексе (см. рис. 28).

Из везикулярных плохо раскристаллизованных гиалобазальтов рассмотрим обр. z-64. Эта порода представляет собой девитрифицированное вулканическое стекло, переполненное ксеноморфными зернами рудного минерала и мелкими тонкими удлиненными лейстами плагиоклаза, представленного лабрадор-битовнитом. Оливин в виде мелких оубвкрапленников идиоморфных очертаний полностью замещен иддингситом. В основной массе пироксен представлен редкими субвкрапленниками и мелкими гранулами. Порода пронизана мелкими волосовидными жилками, выполненными белым пелитоморфным карбонатным материалом и глинистыми минералами.

Характерным свойством гиалобазальтов является преобладание пустотных пространств, имеющих размер от 1,4 до 4,36 мкм² (76%). На дифрактограмме глинистой фракции имеется интенсивное отражение с d12,28 Å, разбухающее с глицерином до 18,4 Å. На рентгенограмме препарата, насыщенного глицерином, выделяются также рефлексы с d9,6; 4,40; 3,51 Å (см. рис. 28). Все это позволяет считать, что в этих базальтах развивается неупорядоченный смешанослойный смектит-гидрослюдистый минерал, содержащий до 40% слюдистых слоев, имеющих тенденцию к сегрегации. Кроме смектита, присутствует небольшая примесь

Таблица 13

Химический состав палыгорскита из гидротермально измененных гиалокластитов субщелочных оливиновых базальтов горы Крылова, обр. z-54, % вес.

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
 SiO ₂	50,02	Na ₂ O	0,24	FeO	Нет	CO2	Нет
TiO ₂	0,35	K₂O	1,42	MnO	0,26	С	0,21
Al ₂ O ₃	12,15	H₂O⁺	13,42	CaO	0,12	P2O5	1,29
Fe ₂ O ₃	6,35	H ₂ O ⁻	6,64	MgO	7,28	Сумма	99,75
Прим	счанис. А	налитик К.А	. Степанова (гин ан сс	СР).		

палыгорскита (d10,4 и 6,4 Å) и хлорита (d14,3 Å). Из неглинистых минералов здесь широко распространен кальцит (d3,83 и особенно 3,02 Å), содержащий до 4% MgO.

Кроме различных структурных типов щелочных оливиновых базальтов, на склонах горы Крылова широко развиты гиалокластиты. Эти породы интенсивно гидротермально изменены. Гиалокластиты (обр. 2-54) состоят из глинизированного вулканического стекла. В глинистой базисной массе неравномерно, без всякой сортировки, распределены минералы с размером частиц < 0,01-0,1 мм. Эти минералы содержатся в акцессорных количествах и составляют около 4% объема породы. Представлены бурым палаганизированным стеклом, отдельными кристаллами иддингситизированного оливина. В основной массе отмечаются участки размером до 0.5 мм. сложенные агрегатами цеолита и вторичным кварцем. Цеолиты и вторичный кварц развиты и на внутренних поверхностях многочисленных пустотных пространств (трещин, пор), пронизывающих породу в определенном направлении. В этих трещинах-каналах также представлены хорошо поляризующие глинистые минералы, окрашенные соединениями Fe и Mn в бурые цвета. Глинистые минералы образуют коломорфные агрегаты размером до 0,5-0,8 мм. С ними ассоциируют коломорфные выделения рудных железомарганцевых минералов.

Местами рудные минералы полностью выполняют трещины шириной до 1 мм, образуя микрожилы. Ісо зальбандам таких микрожил развиты цеолиты и глинистые минералы. Встречаются также "слепые" микрожилы с характерной зональностью: зальбанды — хорошо поляризующие глинистые минералы, центральная часть — цеолиты. В некоторых открытых трещинах, помимо отмеченной зональности, в центральной части наблюдаются остатки фораминифер, а также отложения кальцита. Некоторые трещины выполнены агрегатом тонкодисперсных железомарганцевых минералов. В экзоконтактах таких трещин развиваются крупные ориентированные хорошо поляризующие агрегаты глинистых минералов. В целом наиболее крупные агрегаты кристаллов глинистых минералов формируются в трещиноватых участках пород.

Рентгенограмма глинистой фракции обр. z-54, слагающей хорошо поляризующие минералы, представлена на рис. 28. На ней выделяются сильный рефлекс с d10,31 Å и ряд менее интенсивных отражений с d6,33; 3,30; 3,18 Å. Все они принадлежат палыгорскиту. В качестве небольшой примеси в породе присутствуют хлорит (d13,8 Å), серпентиновый минерал (d7,0 и 3,53 Å) и смектит (d17,1 Å глицеринового комплекса).

На сканирующих электронно-микроскопических снимках палыгорскит образует мелкие волосовидные агрегаты, растущие из субстрата, представленного вулканическим стеклом (табл. IV, a). Волосовидные агрегаты формируются также

Химический состав палыгорскитовых глин Восточной Атлантики
по матерналам б/с "Гломар Челленджер", % вес.

Компонент	Ст. 12, обр. 50	Ст. 368, обр. 29-1	Обр. 1-18-Д-54	Компонент	Ст. 12, обр. 50	Ст. 368, обр. 29-1	Обр. 1-18-Д-54
	50.00	54.44	42.21	N- 0	170	0.67	2.65
SiO2	20,90	54,44	42,31	Na ₂ O	1,/0	0,57	3,03
TiO,	0,72	0,48	1,30	K ₂ O	1,22	1,26	2,14
A1. 03	12,29	9,60	11,38	H₂O⁺	8,82	9,97	8,07
Fe, Oa	6,13	3,97	15,86	H₂ O⁻	7,71	8,36	3,56
FeO	0,08	0,44	0,65	CO ₂	0,21	Не опр.	0,57
CaO	1,49	2,36	4,12	С	0,35	**	Не опр.
MgO	7,09	9,55	4,80	$P_2 O_5$	0,48	**	1,22
MnO	0,04	Не опр.	0,08	Сумма	99,55	100,0	100,01

Примечание. Обр. 50 О.С. Ломовой [1979], 29-1 П.П. Тимофеева и др. [1982]. Анализ обр. 1-18-Д-54 выполнен К.А. Степановой (ГИН АН СССР).

при изменении смектита (табл. IV, 6). В этом случае удлиненные чешуйки смектита расщепляются на отдельные волокна.

Химический анализ палыгорскита, выделенного из обр. z-54, представлен в табл. 13. Приближенная кристаллохимическая формула палыгорскита, рассчитанная по данным химического анализа (см. табл. 12), имеет вид $(Ca_{0,02}Na_{0,07}K_{0,27})_{0,36}$ [Si_{7,45}Al_{0,55}]_{8,0}(Mg_{1,63}Mn_{0,04}Fe_{0,71}Al_{1,58})_{3,96}O₂₁(OH₂)· 10H₂.

В формуле, возможно, несколько завышенные содержания Fe. Однако в целом палыгорскит, сформировавшийся при изменении щелочных оливиновых базальтов горы Крылова, характеризуется повышенной железистостью. Это хорошо иллюстрируется энергодисперсионным спектром отдельной частицы палыгорскита (табл. V, a).

По химическому составу палыгорскитовые породы горы Крылова несколько отличаются от эоценовых палыгорскитовых глин, вскрытых глубоководным бурением в Восточной Атлантике (табл. 14). Палыгорскитовые породы горы Крылова характеризуются повышенными железистостью, щелочностью, содержаниями кальция и фосфора и меньшими содержаниями кремнезема и магния.

Продукты гидротермального литогенеза в океанических осадках. Особый тип глинистых образований представляют глинистые глыбы и катуны, отложившиеся в результате обвалов и скатывания гиалокластитов с крутых склонов горы Крылова. Катуны и глыбы состоят из плотных глинистых пород размером 10—40 см. Цвет их от розово-коричневого до желтого. Шаровидные катуны сложены агрегатами глинистых минералов размером до 0,1 мм и микритовым мелкокристаллическим карбонатом. Среди основной массы распространены раковины звездообразных лучевых микроорганизмов размером 0,05 мм. Встречаются также округлые выделения рудного минерала и иддингсит.

Глинистая фракция катунов почти полностью сложена палыгорскитом. На рентгенограмме обр. 1-25-Д-77 выделяются интенсивный рефлекс с d10,4 Å и небольшие отражения с d6,33; 3,30; 3,18 Å. Кроме того, на рентгенограмме имеются рефлексы с d13,9; 7,05; 3,53 Å, указывающие на присутствие небольшого количества хлорита и серпентинового минерала, а d18,0 Å глицеринового комплекса свидетельствует о примеси тонкодисперсного смектита.

В каньоне, являющемся геоморфологической ловушкой осадочного материала, распространены глины с остатками структуры материнской породы и реликтами первичных минералов (обр. 1-26-Д-83-ЕШ). Это апогиалобазальтовая карбо-

2	Кимически	ий состав п	алыгорскито	вых глин го	ры Крылова	1
н совј	ременных	осадков п	римыкающей	абиссально	й равнины, 9	% вес.

Компонен- ты	1-25-Д-77- ЕШ	1-25-Д-78- ЕШ	1-21-Д-75- ЕШ	Компо нен- ты	1-25-Д-77- ЕШ	1-25-Д-78- ЕШ	1-21-Д-75-ЕШ
SiO ₂	48,15	49,10	39,04	" CaO	1,12	2,07	1,53
TiO ₂	0,46	0,62	1,63	$Na_2 O$	3,82	3,65	7,16
Al ₂ O ₃	12,55	13,27	14,88	K ₂ O	1,74	1,85	2,01
Fe ₂ O ₃	6,26	5,38	6,36	H₂O⁺	10,58	12,79	8,42
FeO	0,23	0,16	0,65	H ₂ O ⁻	6,76	3,66	4,49
MnO	0,07	0,04	0,28	P ₂ O ₄	0,95	0,53	1,07
MgO	7,65	6,81	6,64	Сумма	100,00	100,0	100,00

Примечание. Состав пересчитан на бескарбонатный осадок.

натизированная глина. Основная масса ее представлена глинисто-карбонатным пелитоморфным агрегатом, переполненным разноразмерными реликтами девитрифицированного и глинизированного стекла. Глинистая фракция этой породы представлена в основном палыгорскитом (d10,4; 6,32; 3,31; 3,19 Å), небольшой примесью каолинита (d7,1; 3,56 Å) и смектита (d18,26 Å глицеринового комплекса).

В юго-западной части цоколя горы Крылова распространены современные наннофоссилиевые илы, представленные карбонатной глиной. Глинистая фракция этих осадков состоит из гидрослюды, каолинита, хлорита, палыгорскита и смектита. Содержание палыгорскита в осадках, охватывающих интервал 350— 370 см, становится преобладающим.

В табл. 15 сравнивается химический состав, пересчитанный на бескарбонатное вещество, переотложенных продуктов палыгорскитизации базальтовых гиалокластитов и современных осадков, содержащих этот минерал. В целом состав бескарбонатной части всех осадков близок. В осадках абиссальной равнины несколько больше содержится Al, Na, K и P. Это объясняется, во-первых, присутствием в осадках значительных количеств таких алюминийсодержащих минералов, как каолинит и гидрослюда; во-вторых, поглощением глинистыми минералами из морской воды Na и K, в-третьих, обогащением осадка P, являющимся продуктом биологической деятельности океана.

Морфологические особенности осадочного палыгорскита и палыгорскита из гиалокластитов представляются идентичными. Это позволяет считать, что палыгорскит в осадках абиссальной равнины является компонентом, мигрировавшим из гидротермально измененных пород горы Крылова. Однако сравнение энергодисперсионных спектров отдельных частиц палыгорскита гиалокластитов горы Крылова и палыгорскита из близлежащих абиссальных осадков показывает их некоторое различие (табл. V, 6). Палыгорскит абиссальных осадков содержит больше Mg, меньше Fe и Cl, чем палыгорскит из гиалокластитов. Очевидно, гидротермальный железистый палыгорскит в процессе океанического селименто-диагенеза изменяется до магнезиального палыгорскита, причем, судя по уменьшению содержания СІ, океаническая трансформация осуществлялась в менее минерализованных средах. Сравнение же валовых химических определений не позволяет вскрыть этой закономерности. Палыгорскит в современных осадках Восточной Атлантики в убывающих количествах прослеживается на значительные расстояния, вплоть до горных поднятий Атлантис, Метеор, Круизер.

Таким образом, исследования материала петрохимических типов океанических базальтов, подвергшихся разной степени гидротермального изменения, позволяют сделать некоторые выводы.

Состав продуктов вторичных изменений зависит от содержания в базальтах Ме и Fe. При изменении субщелочных оливиновых трахибазальтов и трамандезито-базальтов с повышенным содержанием Fe формируется железистый смектит (гора Круизер). Образование этого минерала идет при изменении вулканического стекла и раскристаллизации кремнисто-магнезиально-железистого геля, сформировавшегося при изменении оливина и пироксенов. При изменении шелочных оливиновых базальтов с содержанием Mg 3-6,5% вторичными продуктами являются смектит и палыгорскит. Эти минералы образуются при разных термальных условиях. Смектит синтезируется в широком интервале температур как при метасоматическом изменении вулканического стекла. так и из растворов, дренирующих базальты. В этом случае он кристаллизуется в везикулах и других пустотных пространствах. Палыгорскит образуется в более низкотемпературных эпитермальных условиях. Для его образования необходим пополнительный источник Mg. Этим источником является морская вода.Кристаллизация палыгорскита осуществляется в пустотных пространствах пород. Необходимым условием его формирования является высокая степень пронипасмости пород. Масштаб развития палыгорскита в полнокристаллических породах значительно меньше, чем в гиалобазальтах. В проницаемых гиалокластитах наблюдается наиболее широкая палыгорскитизация.

При размыве подводными течениями палыгорскитизированных базальтовых и апобазальтовых пород осуществляются разнос палыгорскита и участие его в осадкообразовании на общирных пространствах Восточной Атлантики.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ ФОСФОРИТЫ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ БЕЗЫМЯННОЙ—640

Наиболее полная информация об океанических фосфоритах имеется в работах П.Л. Безрукова и др. [1969], Б.З. Блисковского и др. [1975], Г.Н. Батурина [1978], В.В. Гусева и др. [1985], Э.А. Школьникова, Г.Н. Батурина [1986, 1987], Ю.Н. Занина и др. [1987].

Изучение инфракрасных спектров фосфатных минералов в океанических осадках позволило В.В. Гусеву, Г.Н. Батурину и С.Г. Плиссе [1985] типизировать известные фосфориты по характеру раскристаллизации фосфата группы апатита. Они выделили три группы: 1) преимущественно позднечетвертичные фосфориты, характеризующиеся слабой раскристаллизацией фосфата; 2) шельфовые фосфориты, состоящие из агрегатов мелких кристаллов с довольно хорошей степенью раскристаллизации фосфата. Преобладающим фосфатным минералом является фторапатит; 3) древние шельфовые фосфориты и фосфориты подводных гор, сложенные мелкими кристаллическими образованиями, состоящими преимущественно из франколита и карбонатапатита.

В работах Г.Н. Батурина с соавторами приведено детальное химическое, рентгеновское, электронно-микроскопическое описание всех групп фосфоритов. Согласно Э.А. Школьникову и Г.Н. Батурину [1986, 1987], океанические фосфориты, развитые на подводных возвышенностях, формируются з результате заполнения фосфатизированным наннофораминиферовым илом пористых пространств в известняках или базальтах. Они отмечают дальнейшее диагенетическое преобразование фосфата и агрессивное замещение последним отдельных фрагментов субстрата.

В последнее время весьма интересные генетические исследования океанических фосфоритов выполнены Н.А. Лисициной. Большая роль в формировании фосфатных концентраций, по ее мнению, принадлежит апвеллингу.

Компонент	125	126	28	Компонент	125	126	28
SiO ₂	2,18	3,42	19,95	"Na ₂ O	1,35	1,26	2,01
TiO ₂	0,00	0,42	2,42	K ₂ O	0,00	0,35	0,89
Al ₂ O ₃	0,55	2,09	10,43	H ₂ O	2,68	5,77	5,91
Fe ₂ O ₃	1,41	8,38	19,90	SO3	1,62	Не опр.	Не опр.
FeO	0,14			P ₂ O ₅	22,50	21,89	10,72
MnO	0,05	5,59	0,24	CO ₂	17,60	7,30	2,89
MgO	1,00	1,20	2,05	Сумма	100.49	96.11	100.40
CaO	49,41	38,44	23,05	Fe	2,86	2,51	Не опр.

Химический состав фосфатизированных пород вулканических поднятий Центральной Атлантики, % вес.

Драгированием с подводной горы Безымянной—640 были подняты специфические породы, которые по содержанию фосфора относятся к фосфоритам.

Гора представляет собой вулканическую постройку, ориентированную в субширотном направлении. Вершина ее в виде симметричного купола возвышается над асимметричным основанием. Цоколь горы вытянут в северном направлении, образуя сужающийся подводный горный хребет.

Поверхность горы до изобаты 4500 м лишена современных осадков, а ее базальтовый конус "бронирован" различными известняками нижнеэоценового верхнеолигоценового возраста. Среди известняков выделяется несколько разностей: массивные мраморовидные скрытокристаллические, слабосцементированные и обломочные. Все они сложены кокколитово-фораминиферовым детритом разной сохранности и характеризуются разной степенью метаморфизации. Обломочные известняки сложены песчано-гравийными окатанными фрагментами, состоящими из ооидных и массивных скрытокристаллических известняков. Среди них широко распространены раковины фораминифер и кокколитов. Цементом обломочных известняков являются фосфатные соединения, представленные сложным многофазным минеральным комплексом.

Обломочные известняки образуют брекчию с фосфатным цементом, развитую на крутых склонах горы. По-видимому, брекчия сформировалась в результате постседиментационной фосфатизации турбидитных карбонатных отложений. По химическому составу (табл. 16) брекчию можно отнести к фосфоритам. Среди них по структуре, минеральному составу карбонатов и характеру раскристаллизации цемента выделяются две группы пород: 1) относительно мелкозернистые породы с витеритовым карбонатом (табл. VI, a, 6); 2) гравелиты с кальцитово-витеритовым карбонатом (табл. VI, e, c).

При микроскопическом изучении турбидидных образований видно, что порода представляет собой фосфатизированный известняк, состоящий из мелких фораминифер, кокколитов, обломков мраморизированного известняка и фосфатного цемента. На контакте карбонатного, в том числе и детритового материала и фосфатного цемента наблюдаются реакционные каемки (табл. VI). Эти каемки образованы ориентированными игольчатыми кристаллами фосфата кальция с небольшой примесью серы (табл. VII, *a*, *e*). Более мелкие раковины кокколитофорид и фораминиферовая микритовая масса полностью сложены фосфатом кальция (табл. VII, *a*). Среди фосфатных пород обеих групп встречаются микрофоссилии нитчатых бактерий, сложенных фосфатными минералами (табл. VIII, *б*, *e*).

Электронно-микроскопическое изучение фосфатного цемента турбидитной

рис. 29. Микрозондовые кривые содержаний Р, Al и Fe в фосфатных глобулах (a) и рентгеновская дифрактограмма фосфида Al из центральных частей фосфатных глобул (б)

брекчии показало, что он состоит из неоднородного материала. Участками цемент сложен колломорфными изотропными кокковидными выделениями размером до 0,5 мкм, образующими агрегаты размером до 20 мкм и состоящими из аморфного фосфата и франколита. Местами периферическая часть колломорфных выделений раскристаллизована до игольчатых кристаллов, имеющих гидроксилапатитовый состав. Игольчатые кристаллы образуют "щетку", оконтуривающую колломорфные агрегаты.



В привершинной части горы Безымянной—640 широко распространены агрегаты, полностью сложенные игольчатыми кристаллами, образующими радиально-лучистые сферические выделения. Основная часть цемента в привершинной части горы представлена глобулярными агрегатами с бугристой поверхностью. Электронно-микроскопическими исследованиями двухступенчатых реплик установлено, что глобулы сложены агрегатами хорошо сформированных гексагональных призматических кристаллов (табл. IX, *a*, *b*). По рентгеновским данным, глобулы состоят преимущественно из тонкодисперсного гидроксилапатита. Среди агрегатов встречаются также франколит, представленный плохо окристаллизованными фазами. Размер отдельных кристаллов гидроксилапатита достигает 0,1—0,5 мкм.

Изучение состава трубчатых нитевидных цианобактериальных микрофоссилий, содержащих следы экзополисахаридов, показало, что их оболочка образована агрегатами беспорядочно ориентированных гексагональных короткостолбчатых кристаллов гидроксилапатита (табл. VIII, в). Размер отдельных кристаллов гидроксилапатита достигает 4 мкм, протяженность трубчатых цианобактериальных нитей порядка 500 мкм, сечение их до 20 мкм. Внутренняя часть их или полая, или сложена аморфным фосфатом.

Таким образом, присутствие в исследованных фосфатных породах микрофоссилий, разных по морфологии бактериальных и других микроорганизмов и их сообществ (кокковидные выделения, трубчатые капсулы, кокколитофориды, фораминиферы), позволяет сделать вывод, что эти организмы имеют не специфическую функцию в фосфоритообразовании. Концентрация ими фосфора вызвана энзиматическими процессами взаимодействия гликокаликса (экзополисахаридов) микроорганизмов с водами, содержащими растворенные соединения фосфора. Известно, что геохимическая роль гликокаликса заключается в создании микроусловий вокруг организмов, благодаря которым в экзополисахаридах происходит сорбция и концентрация некоторых элементов и соединений. Гликокаликс сохраняется после деструкции организмов, литифицируется, и его обнаружение служит индикатором бактериального происхождения соответствующих образований [Занин и др., 1987].

Микрозондовый химический анализ фосфатных глобулярных выделений, состоящих из гидроксилапатита, показал, что в центральных частях микроглобул отмечается увеличение содержания Al примерно в 5 раз (рис. 29,*a*), что должно быть вызвано присутствием здесь минеральной фазы, отличной от гидроксилапатита. Действительно, при рентгеновском изучении нерастворимого ос-113 татка после обработки глобул 10%-ной HCl было установлено, что эта минеральная фаза представлена фосфидом Al (рис. 29,6). Этому минералу принадлежат рефлексы с d3,12; 1,92; 1,63 Å. Слабые отражения с d4,15 и 2,43 Å относятся к гетиту. В табл. 17 приведены рентгеновские данные фосфида Al из обр. 125, полученные в дэбаевской камере диаметром 57,3 мм, и экспериментальные данные, приводимые Аддамиано [J. Amer..., 1960].

Электронно-спектральным химическим анализом в фосфоритах горы Безымянной—640 обнаружены пяти- и трехвалентный Р, причем содержание первого резко преобладает над вторым.

Рентгенфлюоресцентным методом в нерастворимом остатке фосфорита обнаружены: S,Y (десятые доли процента), Ba,La,Cu,Sr,Nd (сотые доли процента), As,He,Ti,Co,Zr,Mn,Cr,Zn,Ce и др. (тысячные доли процента). Исходя из химического анализа обр. 125 (см. табл. 16), расчетное содержание карбоната кальция в породе составляет 40%, фосфата кальция — 47,35, фосфида алюминия — 0,62%. При этом на фосфат кальция приходится P₂O₅ 21,69%, на фосфид алюминия — 0,81%.

Фосфид алюминия представляет собой соединение, состоящее из восстановленной формы Р и имеет формулу AIP. Это соединение легко окисляется и поэтому в природных условиях сохраняется лишь в случае "консервации" окисленными соединениями. Фосфид алюминия может образовываться в бескислородных гидоогеохимических средах. Стимуляторами аноксигенного фосфида Аl могут служить бактериальные сообщества, использующие для своего питания электроны водовода газоводных растворов. Такими газами являются в первую очередь водород и сероводород. В последнее время В.И. Кононов [1983] среди газоводных растворов разломных зон Атлантического океана описал водородные термы. По всей вероятности, водородные термы, связанные с базальтовым вулканизмом, распространены также в пределах внутриплитных вулканических поднятий. Известно, что со щелочным базальтовым вулканизмом связана фосфатная апатитовая минерализация [Когарко, Рябчиков, 1978]. Действительно, в приповерхностных шелочных базальтах подводной горы Круизер нами обнаружена фосфатная минерализация, связанная с гидротермальным изменением пород. Развитие фосфата здесь наблюдается в составе тонкодисперсного агрегата, идентифицируемого как "иддингсит". Содержание фосфата в "иддингсите" достигает 10%. Этот элемент слагает тонкодисперсный апатит или входит в состав "иддингсита".

Наличие фосфида Al в центральных участках глобулярных выделений, сложенных тонкодисперсным раскристаллизованным гидроксилапатитом, показывает, что первоначальной аутигенно минералогической формой P был фосфид Al. Образование его в океанических осадках осуществлялось в условиях водородных терм, генерируемых щелочным базальтовым магматизмом. Под действием водородных терм осуществлялся гидротермальный литогенез проницаемых карбонатных турбидидных отложений. Синтез фосфида протекал при

Обр	. 125	Фосфид алк [Аддамиано	миния , 1960]	Обр	. 125	Фосфид алк [Аддамиано	миния , 1960]
d, Å	1	<i>d</i> , Å	1	d, Å	I	d, Å	I
3,14	10	3,14	100	1,373	1	1,36	20
1,919	10	1,93	90			1,25	60
1,647	4	1,64	80	1,116	1	1,11	30

Таблица 17								
Межплоскостные	расстояния	и инт	енсивности	фосфида	A			

энзиматическом влиянии анаэробной микрофлоры, о чем свидетельствует наличие в фосфоритах ряда бактериальных микрофоссилий. При прекращении действия водородных терм фосфид Al окислялся до фосфата, который в термальных условиях при наличии карбонатов кальция раскристаллизовывался сначала до франколита, а затем до гидроксилапатита. Последовательность такой кристаллизации иллюстрируется нарастанием игольчатых и гексагональных кристаллов гидроксилапатита на колломорфные выделения франколита.

О господстве термальных условий раскристаллизации колломорфного фосфата до апатита свидетельствуют эксперименты термического воздействия на аморфный фосфат, выделенный из обр. 125 после его обработки соляной кислотой. На рис. 30 приведены инфракрасные спектры аморфного фосфата и спектры после прока-



ливания его при 400 и 550°С. После прокаливания до 550°С на ИК-спектре аморфного фосфата появляется полоса около 600 см⁻¹, свидетельствующая о возникновении упорядоченности групп РО₄, характерной для апатита.

Таким образом, при изучении фосфоритов подводной горы Безымянной—640 впервые в природном объекте устанавливается наличие генетической ассоциации фосфида с фосфатом, что является прямым свидетельством гидротермального образования фосфоритов. Это обстоятельство позволяет выделить фосфатные породы горы Безымянной—640 в качестве нового генетического типа океанических фосфоритов. Следует отметить, что этот тип, по-видимому, имеет широкое распространение в апикальных частях подводных вулканических построек, связанных со щелочным базальтовым магматизмом. Трудность выделения этого типа связана с неустойчивостью фосфида Al.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ПОЛИГОН ПОДВОДНОЙ ГОРЫ КРЫЛОВА: Fe-Mn-КОРКИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД СУБСТРАТА (ПАЛЫГОРСКИТИЗАЦИЯ), МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ

постановка задачи

Одной из центральных проблем геохимии океана является познание факторов седиментации, рудообразования и аутигенной минералогии гидротермальной, экзогенной и гидрогенной природы. Исследования последних двух десятилетий показали чрезвычайное значение гидротермального взаимодействия морской воды с океаническим субстратом (преимущественно базальтоидами), протекающего в широком интервале температур (5—350°С) и давлений. Результатами подобных процессов могут быть и их продукты (прямые либо переотложенные), и весьма значительное воздействие на геохимию морской воды; они находят отражение в минеральном составе измененных базальтовых пород океанического дна, в формировании металлоносных осадков и в косвенной форме в биогенных образованиях [Варенцов, 1970, 1976, 1980; Варенцов, Степанец, 1970; Varentsov et al., 1983; Коссовская, 1982; Коссовская и др., 1982; Шутов, 1982; Бутузова, 1984; Курносов, 1986; Wolery, Sleep, 1976; Dymond et al., 1973; Edmond, 1980; Von Damm, Edmond, 1981; Seyfried, Bischoff, 1977]:
Необходимо особо отметить работу [Bischoff, Seyfried, 1978], в которой показано, что собственно морская вода является весьма реакционноспособным, агрессивным раствором, из которого при относительно высоких температурах (>200°С) и давлениях осаждается ангидрит и такое сложное соединение, как магнезиальный гидроксид—сульфат—гидрат (МГСГ): 1/3 Mg(OH)₂: MgSO₄: 1/3 H₂O). От того, насколько глубоко преобразована такая гидротермальная "морская вода", и от специфики состава взаимодействующих пород океанического дна (базальты или гипербазиты либо иные типы пород) зависят особенности течения реакций взаимодействия и образующихся продуктов — так называемых вторичных минералов. Подобными факторами контролируются величины растворимости участвующих в данной системе компонентов, в частности тяжелых металлов, особенности их переноса и отложения [Hajash, 1975; Janecky, Seyfried, 1980a; Mottl, Holland, 1978; Mottl et al., 1979; Mottl, Seyfried, 1980; Seyfried, Bischoff, 1979, 1981; Seyfried, Dibble, 1980].

Выводы о химической природе процессов взаимодействия глубоко гидротермально трансформированной морской воды с породами океанического субстрата, полученные в результате экспериментальных исследований либо интерпретации данных минералого-геохимического изучения продуктов, непосредственно ассоцинрующих с базальтоидными породами осевых зон океана, были подтверждены прямыми природными наблюдениями. Гидротермальные растворы отбирались и исследовались непосредственно в местах их выделения в ряде точек, расположенных на осевой части Восточно-Тихоокеанского полнятия (21°с.ш.) и на разломах Галапагосского рифта [Corliss et al., 1979; Edmond et al., 1979; Edmond, 1980; Von Damm, Edmond, 1981; Spiess et al., 1980]. Было показано, что эти растворы, по существу, являются природными аналогами растворов. изучавшихся экспериментально. По сравнению с нормальной морской водой они. как правило, обогащены Ca, K, SiO₂, Fe, Mn, Zn, Li, Rb, Ba и H₂S, но характеризуются дефицитом, деплетированностью SO4 и Mg. Смешение подобных гидротермальных флюидов и придонной морской воды приводит к осаждению ряда минералов и соответственному изменению химизма гидротермальных растворов.

Следует особо отметить весьма существенную роль в таких изменениях гидротермального флюида осадков ангидрита и МГСГ, как первых фаз, выпадающих при нагревании морской воды, что убедительно было продемонстрировано экспериментальными работами [Bischoff, Seyfried, 1978; Janecky, Seyfried, 1980]. Ангидрит осаждается при температуре выше 150°С и давлении 500 бар, а при температуре выше 200°С и давлении 500 бар морская вода преобразуется в кислый сильно забуференный раствор [Bischoff, Seyfried, 1978]. Главной причиной, обусловливающей столь существенное изменение химических свойств морской воды при возрастании температур (более 200°С) и давлений, является формирование и осаждение минерала — МГСГ.

В Мировом океане данные системы относительно хорошо исследованы на примерах взаимодействия таких гидротермальных растворов с базальтами срединных хребтов и абиссальных плит. Менее известна геохимия процессов гидротермального преобразования ряда щелочных разновидностей базальтов, свойственных зоне перехода океан—континент (пассивные окраины атлантического типа). Имеются основания считать, что преобразования щелочных базальтов могут в значительной мере отличаться по геохимии Mg, SiO₂, P и ряда тяжелых металлов от процессов изменения собственно океанических базальтов. Если качественная сторона подобных процессов носит пока характер более или менее вероятных предположений, то вопрос о масштабах этих явлений и их влиянии на седиментацию лишен сколь-либо определенного фактографического содержания.

Задача настоящей работы заключается в том, чтобы на примере изучения гидротермальных изменений ряда типов щелочных базальтовых пород полигона

горы Крылова осветить особенности геохимни, минералогии Mn, Fe, Mg, SiO₂ и некоторых тяжелых металлов и оценить эффект этих процессов, их влияние из постюрскую седиментацию в Атлантике.

Основой исследований являлись образцы пород океанического субстрата, отбиравшиеся в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов", материалы комплексного геолого-геофизического изучения полигона горы Крылова: детального сейсмоакустического картирования, сейсмопрофилирования, подводного фотографирования, позволяющие контролировать структурную, геоморфологическую принадлежность каменных материалов, отбиравшихся при помощи драги, лночерпателя.

Имевшиеся в нашем распоряжении образцы были изучены в шлифах под микроскопом. Особое внимание уделялось исследованию различных макроскопических, субмакроскопических компонентов, слагающих штуфы: предварительно определялся состав прослоек, выделений, обломков, общей массы породы. материал которых отбирался под бинокуляром. По результатам этого изучения готовились образцы для рентгеновского дифрактометрического и других методов физических исследований. Рентгеновский анализ проводился на дифрактометрах ДРОН-2, ДРОН-3 при CuK_a- и CoK_a-излучении, при напряжении 35 кВ и силе тока 20 мА. Скорость сканирования обычно составляла 2°/мин. Для преиезионных определений ряда рефлексов проводилась съемка при скорости 1°/мин. Пифрактограммы были получены для образцов природных воздушно-сухих, насыщенных глицерином, прокаленных при 550°С, а при необходимости выдержанных в иных температурных интервалах. Для всех изучавшихся образцов были сняты инфракрасные спектры в интервале 400—4000 см⁻¹. Наиболее представительные разности образцов исследовались под сканирующим электронным микроскопом.

Химический состав образцов определялся в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР комбинированным использованием методов классического мокрого химического анализа (H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 , C_{opr} , формы Mn, Fe, Cl, SO₃, S, P₂O₅ и др.) и с применением плазменного спектроанализатора JV-48 (фирма "Joben Yvon", Франция) из малых навесок (~0,1 г). Формы Mn (MnO, MnO₂) определялись по активному кислороду иодометрическим методом, тяжелые металлы — главным образом методом эмиссионной спектроскопии.

Как и в предыдущих наших работах [Varentsov et al., 1983], аналитические определения контролировались путем многократного измерения 22 международных стандартных образцов [Abbey, 1980], выполненных по специально составленному алгоритму и внесенных в память компьютера в форме системы уравнений. В пределах областей концентраций, описываемых системами полученных уравнений, отклонение от результатов классического анализа не превышало двух допустимых среднеквадратичных отклонений для данного диапазона концентраций [Беренштейн и др., 1979].

РЗЭ определялись согласно известным методам нейтронно-активационного анализа с использованием международных стандартов в ВИМС МГ СССР при участии Ю.К. Андреева.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА, характеристика вулканизма

Гора Крылова расположена в 300 км к западу от крупнейшей структуры плиты вулканического поднятия островов Зеленого Мыса. Обе эти структуры ориентированы субширотно, параллельно системе внутриплитных разломов (рис. 31). По данным Б.П. Золотарева [1984], вулканические породы второго сейсмического слоя района подводной горы Крылова относятся к формации слаборазвитых вулканических поднятий на абиссальных плитах.







Рис. 32. Распределение осадков на полигоне горы Крылова

1 — песок карбонатный, детрит раковинный; 2 — гидротермально измененные вулканиты; 3 — участки, выходы гидротермально измененных вулканитов; 4 — коралловые постройки; 5 — известняки биоморфные с раковинным детритом

Гора Крылова воздымается с глубин 4600—4700 м до отметки 1270 м. Она является подводной вулканической постройкой центрального типа, характеризующейся субширотным простиранием, что особенно четко проявляется в линейной ориентировке трех ее вершин, имеющих с глубин 2500—2600 м общее основание. До глубин 3200—3300 м вершины и склоны этой структуры лишены сколь-либо существенного осадочного чехла (рис. 32). По материалам Б.П. Золотарева, изучавшего петрологические особенности, распределение везикулярности базальтов и степени их раскристаллизованности, гора Крылова формировалась в три фазы извержения центрального типа: 1) извержение глубоководных щелочно-оливиновых базальтов, слагающих мощные лавовые потоки; породы отличаются хорошей раскристаллизацией, отсутствием везикул, миндалин; 2) излияния средних глубин эрупции и относительно малой мощности; лавы характеризуются слабой везикулярностью и неполной раскристаллизованностью; 3) излияния малых глубин и небольшой мощности; породы обладают отчетливой везикулярностью и весьма слабой раскристаллизацией.

Важно отметить, что процессы гидротермальной переработки особенно полно проявились при изменении гиалобазальтов, связанных с последней фазой эрупции. Эти породы, почти нацело аргилитизированные, слагают крупные по площади поля, формировавшиеся в подводных сравнительно неглубоководных условиях. Как подводный вулкан гора Крылова в истории своего развития испытывала прогрессивное воздымание в течение трех фаз вулканической активности с относительно больших (возможно, абиссальных) глубин, но не достигала поверхности океана.

ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

Для изучения петрографии, минералогии, геохимии гидротермальных преобразований были выбраны породы субстрата двух достаточно представительных станций — 18 и 26, расположенных соответственно в средней части склона и на привершинном, каньонном, участке горы Крылова. Преобразование этих пород отражает наиболее полное развитие гидротермальных процессов.

Станция 18 (рис. 33, см. рис. 31, 32) находится на восточном склоне горы Крылова (17°32,8' с.ш., 29°59,7' з.д., глубина 2737 м, драга). Драгой от коренного субстрата оторваны глыбы размером до 30 см и обломки гидротермально измененных пород. Во влажном состоянии эти обломки имеют цвет обожженного кирпича, в сухом виде — желтовато-кремовой пористой массы с беспорядочно ориентированными канальцами диаметром до 2 мм. Обломки отличаются относительной прочностью, сложены глиноподобным материалом, не размокающим



Рис. 33. Субширотный литологический профиль через центральную часть горы Крылова 1 — известняк биоморфный с раковинным детритом; 2 — песок карбонатный, детрит раковинный; 3 — песчано-глинистые осадки; 4 — остатки кораллов; 5 — обломки вулканитов (щелочных базальтов) в песчаном осадки; 6 — корки гидроокислов Мп, Fe по измененным вулканитам; 7 — гидротермально измененные вулканиты; 8 — щелочные базальты субстрата





Рис. 34. Корковидное нарастание гидроокислов Мп, Fe на измененном субстрате — глубоко гидротермально переработанном гиалокластите. Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

a — вид сбоку; δ — вид сверху; s — вид снизу



в воде, на их поверхности развиты корковидные образования гидроокислов Mn, Fe, которые также выполняют канальцы, каверны, местами пятнисто импрегнируют массу породы. Глинистое вещество составляет до 90—95% породы, в отдельных случаях наблюдаются участки, представленные бурым иддингситоподобным минералом, развитым по редко сохранившимся реликтам оливина, пироксена. В приповерхностной части этих измененных пород, близ контакта с корками гидроокислов Mn, Fe, наблюдаются выделения, гнезда, микропрожилки, выполненные агрегатами призматических кристалликов цеолитов.

В целом породы, поднятые на этой станции, могут быть отнесены к тонкозернистым гиалокластитам (гиалоалевриты), претерпевшим глубокую гидротермальную аргиллитизацию, а участок станции 18 представляет лишь часть относительно обширного гиалокластитового потока, накопления.

Обр. 1-18-Д-54-1 (рис. 31-37).

а. Поверхностная часть штуфа покрыта черной бугристой коркой гидроокислов Mn, Fe (5-7 мм). По данным рентгеновской дифрактометрии (см. рис. 36) и электронной микродифракции (данные А.И. Горшкова, В.А. Дрица), этот материал сложен преимущественно гидроокислами Мп. Fe. Fe-вернадитом и фероксигитом (δ'FeOOH) с подчиненными количествами бернессита, примесью асболан бузерита и гётита. Как свидетельствуют результаты микрозондового сканирования, для большей части материала приповерхностного слоя корки гидроокислов Mn, Fe (табл. X, XI) характерно относительно равномерное распределение Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Si, Al, Mg, Ca. Лишь в тех случаях, когда в массе гидроокисного вещества присутствует остаточное от изменений силикатное вещество (стекло), преобразованное в глинистый материал, это сказывается на распределении Mn, Fe, Si, Al (табл. XI). Для понимания процессов формирования корок гидроокислов Mn, Fe существенное значение имеют наблюдаемые под сканирующим электронным микроскопом отчетливая микрослоистость и скорлуповато-глобулярное строение наружного приповерхностного слоя (табл. XII—XV). Эти данные могут интерпретироваться как микрослоистая текстура, являющаяся результатом последовательного отложения гидроокисного материала из компонентсодержащих растворов. Вместе с тем наличие ясно развитой глобулярности, скорлуповатости и следов отчетливого уплотнения, растрескивания указывает на то, что осадившийся материал гидроокислов Мп, Fe испытывал дегидратацию, сопровождавшуюся его раскристаллизацией (см. табл. XII, е, г).

6. Прослой буровато-черных гидроокислов Мп, Fe (23—30 мм). Материал умеренно раскристаллизован. Главные компоненты (по данным А.И. Горшкова, В.А. Дрица) (см. рис. 36): гётит, Fe-вернадит и фероксигит с подчиненными количествами бернессита, примесью абсолан-бузерита, кварца, цеолитов



Рис. 35. Схема строения корковидного нарастания гидроокислов Мв, Fe на измененном субстрате глубоко гидротермально переработанном гиалокластите. Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

а — верхний прослой черных гидроокислов Mn, Fe (5—7 мм), материал сложен рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, диагностируется присутствие Fe-вернадита, фероксигита с подчиненными количествами бернессита, гётита; б — прослой буровато-черных гидроокислов Mn, Fe (23—30 мм), материал умеренно раскристаллизован, главные компоненты: гётит, Fe-вернадит, фероксигит с подчиненными количествами бернессита, кварца, цеолитов (ломонтит, морденит, гейландит), смешанослойной фазы слюда — смектит, смектита, пальнорскита; в — прослой черных гидроокислов Mn, Fe (3—7 мм), преобладают фероксигит, Fe-вернадит, гётит, следы смектита; г — прослой черных гидроокислов Mn, Fe (3—7 мм), преобладают фероксигит, Fe-вернадит, гётит, следы смектита; г — прослой черных гидроокислов Mn, Fe (до 35 мм), главные компоненты: гетит, в подчиненном количестве Fe-вернадит и апатит; е — базальный прослой черных гидроокислов Mn, Fe (2—10 мм): гётит и Fe-вернадит; ж — кремово-палевый субстрат (интенсивно гидротермально измененный гиалокластит) с редкими гнездами, прожилками гидро окислов Mn, Fe, материал представлен почти чистым палыгорскитом со следами кварца; з — черное вещество гидроокислов Mn, Fe, пронизывающее субстрат в виде прожилков, гнезд

(ломонтит, морденит, гейландит), смешанослойной фазы слюда—смектит, смектита и палыгорскита. в. Прослой черных гидроокислов Mn, Fe (3—7 мм). Преобладают фероксигит, Fe-вернадит и гётит, отмечаются следы смектита (см. рис. 36).

г. Прослой черных преимущественно гидроокислов Mn, Fe (2-7 мм).

д. Буровато-черный прослой, интенсивно импрегнированный гидроокислами Mn, Fe (до 35 мм). По данным А.И. Горшкова, В.А. Дрица, преобладают гётит, в подчиненных количествах присутствуют Fe-вернадит и апатит (см. рис. 36).

е. Базальный прослой черных гидроокислов Mn, Fe (2—10 мм). Главные компоненты: гётит и Fe-вернадит, в подчиненных количествах присутствуют асболан—бузерит с малой примесью тодорокита.

ж. Кремово-палевый субстрат, представленный интенсивно гидротермально переработанным гналокластитом, с редкими гнездами, прожилками гидроокислов Mn, Fe. Материал сложен почти чистым палыгорскитом со следами кварца (см. рнс. 37). Под микроскопом отчетливо различимы мелкие алевритовые остроугольные частицы стекла, практически нацело замещенные глинистым веществом (палыгорскитом). В глубокоглинизированной основной массе породы неравномерно распределены реликты палагоннитизированных стекол, редкие кристаллы иддингситизированных оливина, пироксена. Количество этих реликтовых компонентов не превышает 3—4%. Наряду с реликтами тонких фрагментов, отвечающих по составу щелочным базальтам, в породе наблюдаются также остроугольные остатки бесцветных относительно менее основных стекол. На контакте с коркой гидроокислов Mn, Fe встречаются прожилки, гнезда, выполненные агрегатами призматических кристаллов цеолитов (ломонтит, морденит, гейландит), среди которых относительно поздним и преобладающим является гейландит (удлинение отрицательное, N_pAa0°, N_mAc1-2°).

Как отмечалось выше, присутствие цеолитов диагностируется рентгеновской дифракцией. Следует





Рис. 37. Дифрактограммы материала (глинистая фракция) субстрата корки гидроокислов Ми, Fe, представленного глубоко гидротермально измененным гиалокластитом. Обр. 1-18-Д-54-1-ж, гора Крылова

Материал представлен почти чистым палыгорскитом со следами кварца. а — природный; б — насыщенный глицерином; е, г — прокаленный при 300 (е) и 550°С (г)

отметить, что в самых верхних частях аргиллизированного субстрата и в отдельных прослойках, слагающих корку гидроокислов Mn, Fe, а также по трещинам наблюдаются остатки раковин фораминифер, нередко почти нацело замещенные гейландитом. В измененном субстрате установлена умеренная импрегнация гидроокислами Mn, Fe в виде мельчайших гнезд и микропрожилков, количество которых, так же как и содержание рассеянных выделений кальцита, убывает к низу и в целом не превышает 1—3%. Изучение измененного субстрата — палыгорскитизированного гиалокластита под сканирующим электронным микроскопом — с определенностью свидетельствует, что агрегаты волокнистых игольчатых кристаллитов палыгорскита могут развиваться по относительно ранним смектитоподобным продуктам (табл. XVI) либо непосредственно по реликтовым гиалокластитам (табл. XVII.е). Особый интерес представляет выявляемая под сканирующим электронным микроскопом картина оформления сравнительно крупноволокиистых, клиновидых, стержневидных кристалликов палыгорскита, растущих из слабоструктурированной матрицы (табл. XVIII—XXI).

a.

Обр. 1-18-Д-54-2 (рис. 38-43).

а. Верхняя корка, характеризующаяся блестящей бугристой поверхностью, сложена преимущественно гидроокислами Mn, Fe (7—10 мм). Материал представлен главным образом рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, частично раскристаллизованными в Fe-вернадит (см. рис. 40).

6. Гидроокислы Мп, Fe, импрегнирующие крапчато-пятнистую зону, развитую по глубоко переработанному гиалокластиту (10—15 мм). Материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Мп, Fe, палыгорскитом, с малой примесью слюды, смектита, гидрогетита, кварца (см. рис. 41).

в. Кремовый глинистый материал по глубоко гидротермально переработанному гиалокластиту представлен палыгорскитом с малой примесью слюды (?), смектита, гидрогетита (см. рис. 42).

г. Черные гидроокислы Mn, Fe, слагающие тонкие прожилки.

д. Черные сажистые гидроокислы Mn, Fe, слагающие боковую корку. Материал представлен преимущественно рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, раскристаллизованными в Fe-вернадит, в следовых количествах присутствуют апатит и натроярозит (?) (см. рис. 43).



1038

a

104

ĥ

3,20

2,564

-2160 2124 -2,22



Рис. 38. Корковидное нарастание гидроокислов Мв, Fe на измененном субстрате — глубоко гидротермально переработанном гиалокластите. Обр. 1-18-Д-54-2, гора Крылова *a* — вид сбоку; *б* — вид сверху

Станция 26 (см. рис. 31—33) расположена в небольшом каньоне в южной привершинной части горы Крылова (17°33,1' с.ш., 30°07,4' з.д., глубина 2000 м, драга). Судя по составу обломков, поднятых драгой, и данным многолучевого эхолотирования, сейсмоакустической съемки субстрат участка станции представлен главным образом лавобрекчией.

Обр. 1-26-Д-82 (рис. 44—48). Глыбовый обломок лавобрекчии, глубоко гидротермально измененной, с поверхности покрыт коркой гидроокислов Mn, Fe. Сложен угловатыми обломками (до 3—7 см), являющимися реликтами измененных базальтов, подушечной лавы апогиалокластитовой переработанной породы.





а — верхняя корка черных гндроокислов Mn, Fe с бугристой поверхностью (7—10 мм), материал представлен рентгеноаморфным веществом гидроокислов Mn, Fe, частично раскристаллизованным в вернадит; б — гидроокислы Mn, Fe, импрегнирующие крапчато-пятнистую зону, развитую по глубоко измененному гиалокластиту (10—15 мм), материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe и палыторскитом с малой примесью слюды, смектита, гидрогётита, кварца; в — кремовый материал, глинистый по глубоко гидротермально переработанному гиалокластиту, представлен палыгорскитом с малой примесью слюды, смектита, гидрогётита, кварца; в — кремовый материал, глинистый по глубоко гидротермально переработанному гиалокластиту, представлен палыгорскитом с малой примесью слюды (?), смектита, гидрогётита; г — черные гидроокислы Mn, Fe, слагающие тонкие прожилки; д — черные сажистые гидроокислы Mn, Fe, слагающие боковую корку, материал представлен рентгеноаморфными в Fe-верна-





Материал представлен рентгеноаморфным веществом, частично раскристаллизованным в Fe-вернадит

а. Верхняя корка, сложенная плотным черным веществом гидроокислов Mn, Fe (3—5 мм), представлена главным образом рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, частично раскристаллизованными в вернадит, отмечаются следы 10 Å-манганата (см. рис. 44, 45).

б. Боковая корка, сложенная плотным черным веществом с синеватым оттенком, представлена преимущественно гидроокислами Mn, Fe (10 мм). Преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, частично раскристаллизованные в вернадит (см. рис. 44, 45).



Рис. 41. Дифрактограмма материала, слагающего кранчатую зону корковидного нарастания, импрегнированную гидроокислами Мп, Fe и развитую по глубоко измененному гиалокластиту. Обр. 1-18-Д-54-2-6, гора Крылова

Матернал представлен палыгорскитом с малой примесью слюды и смектита, гидрогетита кварца, рентгеноаморфными гидрокислами Mn, Fe. *a* — природный; *б* — насыщенный глицерином; *в* — прокаленный при 550°C

в. Боковая корка преимущественно гидроокислов Mn, Fe — плотное черное вещество с синеватым оттенком. Преобладает вернадит, отмечаются примесь 10 Å-манганата, фероксигита (δ'FeOOH), следы смектита (см. рис. 44, 45).

г. Охристый материал, слагающий внешнюю, верхнюю часть глыбы, оторванной от лавобрекчии (до 60 мм). Под микроскопом отчетливо видна тонкая смесь выделений гидроокислов Mn, Fe, неравномерно импрегнирующая остаточный, глубоко измененный материал, представленный почти изотропным кремнисто-глинистым веществом, развитым по гналобазальту. Рентгеновской дифракцией регистрируются вернадит, гидрогётит, следовые количества ярозита.

д Буровато-серое вещество, пропитанное гидроокислами Fe, развитое по измененной базальтовой породе — фрагмент лавобрекчии (40×120 мм). Под микроскопом видно, что обломок представлен яснокристаллическим долерито-базальтом интерсертальной структуры, миндалекаменным, интенс явно гидротермально переработанным, замещенным глинистым веществом и гидроокислами Fe, Mn. Количество микровезикул в породе достигает 30—40%. Миндалины отличаются зональным строением 126



Рис. 42. Дифрактограммы материала (глинистая фракция) субстрата корки гидроокислов Ми, Fe, представленного глубоко гидротермально измененным гиалокластитом. Обр. 1-18-Д-54-2-в, гора Крылова Описание см. на рис. 41

(с периферии): 1) зеленоватым смектитоподобным веществом; 2) цеолитом; 3) волокнисто-чешуйчатым палыгорскитоподобным минералом в центре. Стекловатый базис и темноцветные минералы в значительной мере замещаются смесью гидроокислов Fe, Mn и смектита. Плагиоклазы (Anso – Anso) корродированы, частично альбитизированы и замещены минералом типа палыгорскита. По реликтам оливина, пироксена развивается бурый иддингсит, являющийся тонкой смесью Fe-Mg-смектита (сапонита) и тонкодисперсного гента [Eggleton, 1984]. Рентгеновской дифракцией регистрируются главные компоненты: К-смектит, палыгорскит, плагиоклазы (лабрадор, альбит), примесь хлорапатита, клиноптилолита (см. рис. 46).

е. Гидроокислы преимущественно Mn, Fe, черные, сажистые, интенсивно импрегнирующие обломок измененной базальтовой породы (30×150 мм). Под микроскопом видно, что данная порода представлена обломком более ранней лавобрекчии, сложенной фрагментами гравийно-песчаной размерности. Преобладают гравийные обломки хорошо раскристаллизованных базальтов, везикулярных,



Рис. 41. Дифрактограмма материала, слагающего крапчатую зону коркозидного нарастания, импрегнированную гидроокислами Mn. Fe и развитую по глубоко измененному гиалокластиту. Обр. 1-18-Д-54-2-6, гора Крылова

Материал представлен палыгорскитом с малой примесью слюды и смектита, гидрогетита кварца, ренттеноаморфными гидрокислами Mn, Fe. *a* — природный; *б* — насыщенный глицерином; *в* — прокаленный при 550°C

в. Боковая корка преимущественно гидроокислов Mn, Fe — плотное черное вещество с синеватым оттенком. Преобладает вернадит, отмечаются примесь 10 Å-манганата, фероксигита (δ'FeOOH), следы смектита (см. рис. 44, 45).

г. Охристый материал, слагающий внешнюю, верхнюю часть глыбы, оторванной от лавобрекчии (до 60 мм). Под микроскопом отчетливо видна тонкая смесь выделений гидроокислов Mn, Fe, неравномерно импрегнирующая остаточный, глубоко измененный материал, представленный почти изотропным кремнисто-глинистым веществом, развитым по гиалобазальту. Рентгеновской дифракцией регистрируются вернадит, гидрогётит, следовые количества ярозита.

д. Буровато-серое вещество, пропитанное гидроокислами Fe, развитое по измененной базальтовой породе — фрагмент лавобрекчии (40×120 мм). Под микроскопом видно, что обломок представлен яснокристаллическим долерито-базальтом интерсертальной структуры, миндалекаменным, интенс авно гидроотермально переработанным, замещенным глинистым веществом и гидроокислами Fe, Mn. Количество микровезикул в породе достигает 30—40%. Миндалины отличаются зональным строением 126



Рис. 42. Дифрактограммы материала (глинистая фракция) субстрата корки гидроокислов Ма, Fe, представленного глубоко гидротермально измененным гиалокластитом. Обр. 1-18-Д-54-2-в, гора Крылова Описание см. на рис. 41

(с периферии): 1) зеленоватым смектитоподобным веществом; 2) цеолитом; 3) волокнисто-чешуйчатым палыгорскитоподобным минералом в центре. Стекловатый базис и темноцветные минералы в значительной мере замещаются смесью гидроокислов Fe, Mn и смектита. Плагиоклазы (Anso → Anso) корродированы, частично альбитизированы и замещены минералом типа палыгорскита. По реликтам оливина, пироксена развивается бурый иддингсит, являющийся тонкой смесью Fe-Mg-смектита (сапонита) и тонкодисперсного гетита [Eggleton, 1984]. Рентгеновской дифракцией регистрируются главные компоненты: К-смектит, палыгорскит, плагиоклазы (лабрадор, альбит), примесь хлорапатита, клиноптилолита (см. рис. 46).

е. Гидроокислы преимущественно Mn, Fe, черные, сажистые, интенсивно импрегнирующие обломок измененной базальтовой породы (30×150 мм). Под микроскопом видно, что данная порода представлена обломком более ранней лавобрекчии, сложенной фрагментами гравийно-песчаной размерности. Преобладают гравийные обломки хорошо раскристаллизованных базальтов, везикулярных,



Рис. 43. Дифрактограмма черных сажистых гидроокислов Ми, Fe, слагающих боковую корку на измененном субстрате — глубоко гидротермально переработанном гиалокластите. Обр. 1-18-Д-54-2-д, гора Крылова

Преобладает вернадит, в следовых количествах присутствуют апатит, натроярозит (?)



Рис. 44. Схема строения обломка лавобрекчии щелочного базальта, глубоко гидротермально измененного. Обр. 1-26-Д-82, гора Крылова

а — верхняя корка гидроокислов Mn, Fe — плотное черное вещество (3—5 мм), представлено рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, частично раскристаллизованными в вернадит со следами 10 Åманганата; 6 — боковая корка гидроокислов Мп, Fe — плотное черное вещество с синеватым оттенком (10 мм), преобладает рентгеноаморфное вещество гидроокислов Mn, Fe, частично раскристаллизованное в Fe-вернадит; в — боковая корка гидроокислов Mn, Fe — плотное черное вещество с синеватым оттенком, преобладает Fe-вернадит, отмечаются примесь 10 А-манганата, фероксигита (б'FeOOH), следы смектита: г — охристый материал, глубоко измененный, импрегнированный гидроокислами Мп (до 45—60 мм), главные компоненты: вернадит, гидрогётит, следовые количества ярозита; д — буроватосерое железистое вещество, развитое по измененной базальтовой породе (~40 мм), преобладают: К-смектит, палыгорскит, плагиоклазы (лабрадор, альбит), с примесью хлорапатита, клиноптилалита; е — гидроокислы Мп, Fe, черные, сажистые, интенсивно импрегнирующие измененную базальтоидную породу, главные компоненты: смектит с межслоевыми пакетами слюды, вернадит с примесью гётита, Na-, К-полевых шпатов, фторапатита; ж — цемент брекчии — карбонато-глинистый, кремовый материал — продукт гидротермальной переработки, преобладают кальцит с изоморфной примесью MgCO₃ (15—20%), следы слюды с пакетами (<10%) смектитовых межслоев и кварца; з — обломки измененной лавы зеленовато-серые, преобладают: смектит тонкодисперсный с межслоевыми пакетами слюды, плагиоклаз (альбит) с примесью гидроксилапатита; и — измененная масса стекловатого базальта, импрегнированного гидроокислами Мп, главные компоненты: К-смектит, примесь вернадита, плагиоклазов (главным образом альбита), следовые количества смешанослойной слюды 128



Рис. 45. Дифрактограммы материала корки гидроокислов Mn, Fe на измененном субстрате — лавобрекчии щелочного базальта. Обр. 1-26-Д-82, гора Крылова

Описание см. на рис. 44

глубоко гидротермально измененных. Стекловатый базис и темноцветные минералы замещены смесью гидроокислов Fe, Mn и глинистого вещества (смектит—слюда). Плагиоклазы преобразованы в глинистые тонкочешуйчатые минералы — смектит. На основании рентгеновской дифрактометрии диагностируются главные компоненты: смектит с межслоевыми пакетами слюды, вернадит, примесь гетита, Na—К-полевых шпатов, фторапатита.

ж. Цемент брекчии, сложенный кремовым глинисто-карбонатным материалом — продуктом гидротермальной переработки. Преобладает кальцит с изоморфной примесью MgCO₃ (15—20%), отмечаются следы слюды с межслоевыми пакетами смектита (<10%), кварца (см. рис. 47).

з. Обломки измененного гиалобазальта, зеленовато-серые. Главные компоненты: смектит тонкодисперсный с межслоями слюды, плагиоклазы (главным образом альбит), отмечается примесь гидроксилапатита (см. рис. 48).

и. Обломок гиалобазальта, глубоко измененного, импрегнированного преимущественно гидроокислами Mn, Fe (100×120 мм). Под микроскопом отчетливо наблюдается интенсивное почти полное замещение породы тонкой смесью гидроокислов Fe, Mn и остаточного кремнисто-глинистого материала. Немногочисленные реликты лейст плагиоклаза изменены в низко двупреломляющее, почти изотропное смектитоподобное вещество; стекловатая масса, темноцветные компонечты замещены смесью гидроокислов Fe, Mn и смектита. Рентгеновской дифрактометрией диагностируются главные составляющие: К-смектит, примесь вернадита плагиоклазов (преимущественно альбит), следовые количества смещанослойной слюды.



Рис. 46. Дифрактограммы материала фрагментов лавобрекчии щелочного базальта, глубоко гидротермально измененного. Обр. 1-26-Д-82-д, гора Крылова

а — природный; б — насыщенный глицерином; в. г — прокаленный при 300 (в) и 550° С(г)



Рис. 47. Дифрактограммы материала фрагментов лавобрекчии щелочного базальта, глубоко гидротермально измененного. Обр. 1-26-Д-82-ж, гора Крылова

Главные компоненты: кальцит с изоморфной примесью MgCO₃ (15—20%), малая примесь слюды с пакетами смектитовых межслоев и кварца. *а* — природный; *б* — насыщенный глицерином; *в* — прокаленный при 550° С

Рис. 48. Дифрактограммы материала фрагментов лавобрекчии щелочного базальта, глубоко гидротермально измененного. Обр. 1-26-Д-83-з, гора Крылова

Материал сложен преимущественно смектитом, тонкодисперсным, с межслоевыми пакетами слюды, плагиоклазами (главным образом альбитом), с примесью гидроксилапатита. а — природный; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550°С

131

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Основные данные о химическом составе компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe и материала измененного субстрата приведены в табл. 18—23. Рассмотрение этой информации в контексте приведенных выше результатов изучения геологии, петрографии и минералогии этих материалов позволяет отметить следующие главные положения.

Таблица 18

Химический состав материала, слагающего корковидные нарастания и измененный субстрат [гидротермально переработанный гиалокластит). Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

Компонент	a	б	в	г	д	e	ж	3
SiO ₂	4,29	7,06	4,84	9,57	7,51	11,54	48,40	31,56
TiO,	1,29	1,30	1,17	0,93	0,90	0,83	0,45	0,64
Al, O,	2,28	3,47	3,02	4,33	3,69	4,70	11,92	9,84
Fe, 03.05.	24,52	26,78	27,19	24,29	27,38	24,66	5,09	10,58
MnO	21,58	17,49	21,12	22,19	19,70	19,88	1,67	7,36
MgO	2,04	2,14	1,96	2,98	1,95	3,21	7,67	5,60
CaO	3,60	2,90	2,74	2,37	2,49	2,29	1,02	5,44
P ₂ O ₅	0,72	0,72	0,75	1,05	0,79	0, 99	0,34	0,88
Na ₂ O	1,74	1,63	1,67	1,41	1,58	1,40	1,28	1,03`
K ₂ O	0,24	0,48	0,14	0,56	0,54	0,69	1,47	0,59
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр	Не опр.	Не опр.
H₂O⁺	8,72	8,28	9,10	9,61	9,22	9,56	8,98	12,06
H₂ O⁻	20,21	19,07	18,83	12,40	17,71	11,73	10,33	5,85
CO2	0 ,9 0	0,50	0,60	Не опр.	0,40	1,51	0,25	Не опр.
Copr	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	"
CI	1,22	1,04	1,15	0,74	1,05	0,89	1,04	**
SO₃	0,37	0,26	0,39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	**
Cu	Не опр.	Не опр.	Не опр.	,,	**	0,237	Не опр.	"
MnO	0,30	2,86	1,62	2,21	0,91	0,73	0,26	**
MnO ₂	26,08	21,73	23,90	24,34	23,03	23,47	1,74	**
BaO	0,11	0,12	0,15	0,15	0,16	0,15	0,01	0,06
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,31	0,24	0,29	0,58	0,31	0,67	0,12	0,60
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,85	100,58	99,51	97,52	99,91	99,26	100,41	92,09
O=Cl ₂	0,27	0,23	0,26	0,17	0,24	0,20	0,23	Не опр.
Сумма	98,58	100,35	99,25	97,35	99,67	99,06	100,18	92,09
Cr	< 65	< 65	< 65	< 65	< 65	< 65	73	Не опр.
Ni	> 1500	> 1500	> 1500	> 1500	> 1500	> 1500	900	**
v	330	355	330	290	320	290	65	••
Cu	150	200	200	350	200	> 500	400	**
Co	> 1000	> 1000	> 1000	> 1000	> 1000	> 1000	190	"
РЬ	≥ 1000	€ 1000	> 1000	7 9 0	510	635	< 50	"
Ga	< 55	< 55	< 55	< 55	< 55	< 55	< 55	"
Мо	> 110,0	> 110,0	> 110,0	> 110,0	> 110,0	> 110,0	24,5	"

Примечание к табл. 18, 19. Главные компоненты (в % вес.) определены методом плазменной спектроскопии (атомно-эмиссионный ВЦП — спектроанализатор JV-48); контрольные измерения выполнены стандартными методами мокрой химии; H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 , C_{opr} , Cl, SO₃, P_{2O5}

определены стандартными методами мокрой химии; формы Mn (MnO и MnO₂) — по активному кислороду иодометрическим методом. Аналитик М.И. Степанец. Тяжелые металлы (в 10⁻⁴%) опрепелены методом эмиссионной спектроскопии. FeO не определялось.

а — верхний прослой черных гидроокислов Mn, Fe (5—7 мм), материал представлен преимущественно рентгеноаморфным веществом гидроокислов Мп, Fe, частично раскристаллизованным бернессит, вернадит (2,4 Å – MnO2) с примесью акагенита, фероксигита (?), KRADIIA. 6 — прослой буровато-черных гидроокислов Мп, Fe (23—30 мм), материал умеренно раскоисталлизован, главные компоненты: вернадит, гётит, малая примесь бернессита, кварца, цеолитов (ломонтит, морденит, гейландит?), смешаннослойной фазы слюда — смектит, смектит, палыгорскит. в — прослой черных преимущественно гидроокислов Mn, Fe (3-7 мм), преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, частично раскристаллизованные в вернадит (2,4 Å – MnO₂), гётит, гидрогётит, отмечаится следы 10 Å — манганата, смектита. г — прослой черных преимущественно гидроокислов Mn, Fe (2-7 мм). д — буровато-черный прослой, интенсивно импрегнированный гидроокислами Mn, Fe (до 35 мм), главные компоненты: вернадит, гётит, гидрогётит, присутствуют следы кварца, ферогидрита (?). с — базальный прослой черных преимущественно гидроокислов Mn, Fe (2—10 мм). ж — кремовопалевый субстрат (интенсивно гидротермально измененный гиалокластит) с редкими гнездами, прожилками главным образом гидроокислов Mn, Fe, материал представлен почти чистым палыгорскитом со следами кварца. 3 — черное вещество преимущественно гидроокислов Mn. Fe. пронизывающее субстрат в виде прожилков, гнезд.

Корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe. Особенности распределения отношений Al/Ti, Si/Ti (рис. 49) подтверждают вывод, сделанный при изучении минерального состава отдельных прослоек корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe. Основой, матрицей, на которой отлагались гидроокислы Mn, Fe, является остаточное от растворения и сопутствующих преобразований алюмосиликатное глинистое вещество, характеризующееся относительно высокими содержаниями Al и Ti. Как показано в табл. 18, 19, содержание Al прогрессивно возрастает от поверхностного слоя a (1,2%) к слою е (2,5%) на контакте с палыгорскитизированным гиалокластитом, а в Mn—Fe-гидроокисном прожилке з (см. рис. 35) концентрации Al возрастает до 5,2%.

Многочисленными исследованиями установлено, что Al и Ti в условиях гидротермальных преобразований базальтов океанического субстрата отличаются крайне ограниченной подвижностью или максимальной геохимической инертностью. Вследствие этих особенностей собственно гидротермальные продукты, выпадающие из растворов при значительном переносе в широком интервале температур и давлений, характеризуются следовыми количествами (см. табл. 22) Al (<0,5%) и Ti (<0,2%) [Cronan et al., 1982; Toth, 1980; Varenstov et al., 1983].

О накоплении Mn и Fe в тонких прослойках, слагающих гидроокисную корку, могут свидетельствовать величины отношений Mn/Ti, Fe/Ti (см. табл. 19, рис. 49). Наиболее высокие величины этих отношений наблюдаются в прослойках нижней половины корковидных нарастаний, особенно на контакте с палыгорскитизированным гиалокластитом. Близкой тенденции, как упоминалось выше, подчинено распределение отношений Al/Ti, Si/Ti. Эти данные могут быть истолкованы как свидетельство существенной роли подтока гидротермальных растворов, фильтрующихся через измененную пористую массу гиалокластитового материала. Отложение гидроокисных фаз Mn, Fe происходило на контакте с морской водой и контролировалось изменением градиента pH, Eh на границе межфазного раздела и внутри пористой остаточной масы. В отличие от величин Fe/Ti в поверхностных прослоях a, в, г величина Mn/Ti отличается несколько повышенными значениями, что, как будто показано ниже, является следствием гидрогенного влияния при доминирующем значении гидротермального поступления Mn, Fe.

Отчетливые различия геохимического поведения Mn и Al наглядно показаны на рис. 50. На корреляционной диаграмме ясно обособляются три поля: 1) собственно гидротермальных корковых образований гидроокислов Mn, Fe, характеризующихся высокими концентрациями Mn или Fe при крайне низких содержаниях Al (<0,2%) (см. табл. 19, 22); 2) образований гидротермально измененного (палыгорскити-

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Основные данные о химическом составе компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe и материала измененного субстрата приведены в табл. 18—23. Рассмотрение этой информации в контексте приведенных выше результатов изучения геологии, петрографии и минералогии этих материалов позволяет отметить следующие главные положения.

Таблица 18

Химический состав материала, слагающего корковидные нарастания и измененный субстрат [гидротермально переработанный гиалокластит). Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

Компонент	а	б	B	г	д	e	ж	3
SiO,	4,29	7,06	4,84	9,57	7,51	11,54	48,40	31.56
TiO,	1,29	1,30	1,17	0,93	0,90	0,83	0,45	0.64
Al, O,	2,28	3,47	3,02	4,33	3,69	4,70	11,92	9.84
Fe, 0, 5	24,52	26,78	27,19	24,29	27,38	24,66	5,09	10.58
MnO	21,58	17,49	21,12	22,19	19,70	19,88	1,67	7,36
MgO	2,04	2,14	1,96	2,98	1,95	3,21	7,67	5,60
CaO	3,60	2,90	2,74	2,37	2,49	2,29	1,02	5,44
P, O,	0,72	0,72	0,75	1,05	0,79	0,99	0,34	0,88
Na ₂ O	1,74	1,63	1,67	1,41	1,58	1,40	1,28	1,03
K ₂ O	0,24	0,48	0,14	0,56	0,54	0,69	1,47	0,59
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр	Не опр.	Не опр.
H₂ O⁺	8,72	8,28	9,10	9,61	9,22	9,56	8,98	12,06
H ₂ O ⁻	20,21	19,07	18,83	12,40	17,71	11,73	10,33	5,85
CO2	0,90	0,50	0,60	Не опр.	0,40	1,51	0,25	Не опр.
Copr	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	"
CI	1,22	1,04	1,15	0,74	1,05	0,89	1,04	"
SO3	0,37	0,26	0,39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	"
Cu	Не опр.	Не опр.	Не опр.	••	**	0,237	Не опр.	"
MnO	0,30	2,86	1,62	2,21	0,91	0,73	0,26	**
MnO ₂	26,08	21,73	23,90	24,34	23,03	23,47	1,74	"
BaO	0,11	0,12	0,15	0,15	0,16	0,15	0,01	0,06
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,31	0,24	0,29	0,58	0,31	0,67	0,12	0,60
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,85	100,58	99,51	97,52	99,91	99,26	100,41	92,09
O=Cl ₂	0,27	0,23	0,26	0,17	0,24	0,20	0,23	Не опр.
Сумма	98,58	100,35	99,25	97,35	99,67	99,06	100,18	92,09
Cr	< 65	< 65	< 65	< 65	< 65	< 65	73	Не опр.
Ni	> 1500	> 1500	> 1500	> 1500	> 1500	> 1500	900	"
v	330	355	330	29 0	320	290	65	••
Cu	150	200	200	350	200	> 500	400	"
Co	> 1000	> 1000	> 1000	> 1000	> 1000	> 1000	1 9 0	**
РЪ	≽1000	€ 1000	> 1000	790	510	635	< 50	**
Ga	< 55	< 55	< 55	< 55	< 55	< 55	< 55	**
Мо	> 110,0	> 110,0	> 110,0	> 110,0	> 110,0	> 110,0	24,5	**

Примечание к табл. 18, 19. Главные компоненты (в % вес.) определены методом плазменной спектроскопии (атомно-эмиссионный ВЦП — спектроанализатор JV-48); контрольные измерения выполнены стандартными методами мокрой химии; H₂O⁺, H₂O⁻, CO₂, C_{oor}, Cl, SO₃, P₂O₃

определены стандартными методами мокрой химии; формы Mn (MnO и MnO₂) — по активному кислороду иодометрическим методом. Аналитик М.И. Степанец. Тяжелые металлы (в 10⁻⁴%) опрепелены методом эмиссионной спектроскопии. FeO не определялось.

а — верхний прослой черных гидроокислов Mn, Fe (5-7 мм), материал представлен преимущественно рентгеноаморфным веществом гндроокислов Мп, Fe, частично раскристаллизованным иму-тернессит, вернадит (2,4 Å – MnO2) с примесью акагенита, фероксигита (?), KBADUA. 6 — прослой буровато-черных гидроокислов Mn, Fe (23—30 мм), материал умеренно раскоисталпизован, главные компоненты: вернадит, гётит, малая примесь бернессита, кварца, цеолитов (ломонтит. морденит, гейландит?), смешаннослойной фазы слюда — смектит, смектит, палыгорскит. в — прослой черных преимущественно гидроокислов Mn, Fe (3-7 мм), преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, частично раскристаллизованные в вернадит (2,4 Å – MnO₂), гётит, гидрогётит, отмечаются следы 10 А — манганата, смектита. г — прослой черных преимущественно гидроокислов Мп, Fe (2-7 мм). д — буровато-черный прослой, интенсивно импрегиированный гидроокислами Мп. Fe (до 35 мм), главные компоненты: вернадит, гётит, гидрогётит, присутствуют следы кварца, ферогидрита (?). е — базальный прослой черных преимущественно гидроокислов Mn, Fe (2—10 мм). ж — кремовопалевый субстрат (интенсивно гидротермально измененный гиалокластит) с редкими гнездами, прожилками главным образом гидроокислов Мп, Fe, материал представлен почти чистым палыгорскитом со следами кварца. 3 — черное вещество преимущественно гидроокислов Мп, Fe, пронизывающее субстрат в виде прожилков, гнезд.

Корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe. Особенности распределения отношений Al/Ti, Si/Ti (рис. 49) подтверждают вывод, сделанный при изучении минерального состава отдельных прослоек корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe. Основой, матрицей, на которой отлагались гидроокислы Mn, Fe, является остаточное от растворения и сопутствующих преобразований алюмосиликатное глинистое вещество, характеризующееся относительно высокими содержаниями Al и Ti. Как показано в табл. 18, 19, содержание Al прогрессивно возрастает от поверхностного слоя а (1,2%) к слою е (2,5%) на контакте с палыгорскитизированным гиалокластитом, а в Mn—Fe-гидроокисном прожилке з (см. рис. 35) концентрации Al возрастает до 5,2%.

Многочисленными исследованиями установлено, что Al и Ti в условиях гидротермальных преобразований базальтов океанического субстрата отличаются крайне ограниченной подвижностью или максимальной геохимической инертностью. Вследствие этих особенностей собственно гидротермальные продукты, выпадающие из растворов при значительном переносе в широком интервале температур и давлений, характеризуются следовыми количествами (см. табл. 22) Al (<0,5%) и Ti (<0,2%) [Cronan et al., 1982; Toth, 1980; Varenstov et al., 1983].

О накоплении Mn и Fe в тонких прослойках, слагающих гидроокисную корку, могут свидетельствовать величины отношений Mn/Ti, Fe/Ti (см. табл. 19, рис. 49). Наиболее высокие величины этих отношений наблюдаются в прослойках нижней половины корковидных нарастаний, особенно на контакте с палыгорскитизированным гиалокластитом. Близкой тенденции, как упоминалось выше, подчинено распределение отношений Al/Ti, Si/Ti. Эти данные могут быть истолкованы как свидетельство существенной роли подтока гидротермальных растворов, фильтрующихся через измененную пористую массу гиалокластитового материала. Отложение гидроокисных фаз Mn, Fe происходило на контакте с морской водой и контролировалось изменением градиента pH, Eh на границе межфазного раздела и внутри пористой остаточной масы. В отличие от величин Fe/Ti в поверхностных прослоях a, в, г величина Mn/Ti отличается несколько повышенными значениями, что, как будто показано ниже, является следствием гидрогенного влияния при доминирующем значении гидротермального поступления Mn, Fe.

Отчетливые различия геохимического поведения Mn и Al наглядно показаны на рис. 50. На корреляционной диаграмме ясно обособляются три поля: 1) собственно гидротермальных корковых образований гидроокислов Mn, Fe, характеризующихся высокими концентрациями Mn или Fe при крайне низких содержаниях Al (<0,2%) (см. табл. 19, 22); 2) образований гидротермально измененного (палыгорскити-

Элементарный химический состав и величины отнощений компонентов материала, слагающего корковидные нарастания и измененный субстрат (гидротермально переработанный гиалокластит). Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

<u> </u>			<u> </u>	r	1		··· · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
Компонент	a	б	В	Г	д	e	ж	3
Si	2.003	3.297	2.26	4,469	3,507	5,389	22,603	14,739
Ti	0.719	0.779	0.701	0.57	0.539	0,497	0,27	0,383
A1	1.206	1.836	1.598	2.290	1.952	2.486	6,306	5,205
Fenan	19.371	21.156	21,480	19,189	21,630	19,481	4.021	8,358
Mnner	16.703	13.537	16.347	17,175	15,248	15,378	1.293	5,697
Mg	1.23	1.29	1.182	1.797	1.176	1.936	4.625	3.377
Ca	2.574	2.074	1,959	1,695	1.78	1.637	0,729	3.89
P	0.36	0.36	0.375	0.525	0.395	0.495	0,17	0.44
Na	1.291	1.209	1.239	1.046	1,172	1.039	0.95	0,764
K	0.199	0.398	0.116	0.465	0.448	0.573	1.22	0.49
Fe ³⁺	19,371	21,156	21,480	19,189	21,630	19,481	4,021	8,358
Mn ²⁺	0,232	2,215	1,255	1,711	0,705	0,565	0,201	_
Mn ⁴⁺	16,48	13,731	15,102	15,38	14,553	14,831	1,1	_
Ba	0.099	0,108	0,134	0,134	0,143	0,134	0,009	0,054
Ni	0,244	0,189	0,228	0,456	0,274	0,527	0,094	0,472
Σ (Ni + Cu +	0,359	0,309	0,348	0,591	0,364	0,677	0,153	_
+ Co)							·	
Σ (Ni + Cu +	0,021	0,023	0,021	0,034	0,024	0,044	0,118	_
+ Co)/Mn	·					•		
Σ (Ni + Cu +	0,019	0,015	0,016	0,03	0,017	0,035	0,038	-
+ Co)/Fe	-		·	-				
Ca/Ti	3,58	2,662	2,795	3,043	3,302	3,294	2,7	10,157
Mg/Ti	1,711	1,656	1,686	3,226	2,182	3,895	17,13	8,817
P/Ti	0,501	0,462	0,535	0,943	0,733	0,996	0,63	1,149
K/Ti	0,277	0,511	0,165	0,835	0,831	1,153	4,519	1,279
Mn(II)/Mn	0,014	0,164	0,077	0,099	0,046	0,037	0,155	_
Al/Ti	1,677	2,357	2,28	4,111	3,662	5,002	23,356	13,59
Fe/Ti	26,942	27,158	30,642	34,451	40,13	39,197	14,893	21,822
Mn/Ti	23,231	17,377	23,319	30,835	28,289	30,942	4,789	14,875
Mn/Fe	0,862	0,64	0,761	0,895	0,705	0,7 8 9	0,322	0,682
Ni/Mn	0,015	0,013	0,014	0,027	0,016	0,034	0,073	0,083
Cu/Mn	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,03	-
Co/Mn	0,006	0,007	0,006	0,005	0,007	0,007	0,015	-
Co/Fe	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	-
Cu/Fe	0,001	0,000 9	0,0009	0,0018	0,0009	0,0025	0,0099	-
Ni/Fe	0,013	0,009	0,010	0,024	0,011	0,027	0,023	0,056
Si/Ti	2,786	4,232	3,224	8,023	6,506	10,843	83,715	38,483
Ba/Ti	0,138	0,139	0,191	0,241	0,265	0,270	0,033	0,140

зированого) субстрата и связанных пограничных окисных слоев (содержание Al>4%, Mn<6%) корки; 3) промежуточное положение между двумя полями занимает сгущение точек, отражающих компоненты исследования гидроокисных нарастаний. К этому полю относительно близко примыкает точка, отражающая средний состав гидрогенных Mn-окисных корок Тихого океана [Cronan et al., 1982; Cronan, 1976]. Несмотря на то что соотношение Al—Mn может быть принято как однозначный критерий гидрогенности, оно свидетельствует по крайней мере о смешанной природе рассматриваемых окисных корок.

Вывод о заметном наложении гидрогенных явлений на особенности химизма

Расчет структурной формулы палыгорскита из материала гидротермально измененного субстрата корки гидроокислов Mn, Fe. Обр. 1-18-Д-54-1-ж, гора Крылова

Компонент	Содержание, % вес.	Молекулярные количества, n · 10 ⁴	Ионные коли- чества	Валентность	Число ионов и молекул на по- ловину содер- жимого ячейки
SiO ₂	48,40	8055	8055	32220	7,71
TiO ₂	0,45	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	11,92	1169	2338	7014	2,24
Fe2 03 общ	5,09	-	-	-	-
MnOoбщ	1,67	-	-	-	-
MgO	7,67	1902	1902	3804	1,82
CaO	1,02	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,34	-	-	-	-
Na ₂ O	1,28	-	-	-	-
K ₂ O	1,47	-	-	-	-
H_2O^* (> 105 °C)	8,98	4984	4984	9968	4,77
H ₂ O ⁻ (<105 °C)	10,33	-	-	-	-
CO ₂	0,25	57	-	-	-
Copr	Нет	_	-	-	-
BaO	0,01	-	-	-	-
NiO	0,12	-	-	-	-
C1	1,04	-	-	-	-
MnO	0,26	37	37	74	0,03
MnO ₂	1,74	200	-	-	-
Сумма	100,41	-	-	-	-
$O = Cl_2$	0,23	-	-	-	-
Сумма	100,18	-	-	- •	-
СаОсилик	0,70	125	125	250	0,11
Fe2 O3 окисл	2,42		-	-	-
Fe ₂ O _{3 силик}	2,67	167	334	1002	0,32

54332/52 = 1044,85

 $(Si_{7,71}Al_{0,29})(Al_{1,95}Fe_{0,23}Mg_{1,82})(Fe_{0,09}Ca_{0,11}Mn_{0,03})O_{21,21}(OH_2)4,79$

Примечание к табл. 20, 23. Расчет проводился по схеме, основанной на модели В.А. Дрица и В.А. Александровой [1966].

гидроокисных фаз Mn, Fe, отложившихся из гидротермальных растворов, достаточно определенно иллюстрируется распределением отношений Mn/Fe и (Ni+Cu+Co)/Mn (рис. 51, см. табл. 19, 22). Если в целом величины отношений Mn/Fe меняются в исследованных образцах в весьма ограниченных пределах (0,64—0,89), то отдельные прослои (а, в, г, е, см. рис. 35, 51) отличаются максимальными значениями, свидетельствующими о перерывах гидротермального отложения и проявлениях эффекта гидрогенного сорбционного накопления Mn. Именно в этих относительно обогащенных Mn прослоях наблюдаются повышенные значения (Ni+Cu+Co+)/Mn (см. рис. 51). Накопленный к настоящему времени большой эмпирический фактический материал с определенностью показывает, что собственно гидротермальные корковидные накопления гидроокислов Mn, Fe крайне обеднены тяжелыми металлами. В этих образованиях, не подвергавшихся гидрогсяному эффекту, суммарное содержание Ni+Cu+Co, как правило, не превышает

Химический состав материала, слагающего корковидные нарастания и измененный субстрат (гидротермально переработанный гиалокластит). Обр. 1-18-Д-54-2, гора Крылова

Компонент	8	б	В	Г	д	z-55
SiO,	4.99	30,69	44,00	3,53	3,93	47,44
TiO,	1,26	0,90	0,72	1,81	1,72	1,66
Al, 0,	2,71	9,06	10,38	2,97	2,46	15,32
Fe, 0, 0611	25,40	14,82	6,27	19,90	20,69	_
MnOofin	20,07	6,00	1,15	20,79	21,09	0,10
MgO	2,07	4,94	7,17	2,61	2,14	5,12
CaO	3,23	2,74	3,24	3,02	2,98	10,53
P, O,	0,69	0,80	0,84	0,58	0,57	0,50
Na, O	2,50	1,86	1,60	4,71	3,74	2,97
K,0	0,27	1,14	1,28	0,21	0,27	0,87
Fe, O,	Не опр.	Не опр.	6,03	Не опр.	Не опр.	7,98
FeO	"	"	0,22	**	**	2,96
П.п.п.	"	**	0,52	**	**	_
H₂O ⁺	7,80	9,73	9,98	**	7,98	2,16
H ₂ O ⁻	20,34	12,32	9,82	19,40	22,01	1,84
CO,	0,70	1,28	0, 9 0	Не опр.	0,80	_
Copr	Нет	0,85	Нет	,,	Нет	Нет
CI	2,40	1,86	1,53	5,32	3,18	_
SO,	Не опр.	Не опр.	0,24	He oup.	0,45	_
Cu	"	••	Не опр.	••	Не опр.	-
MnO	0,21	0,35	**	0,22	0,17	
MnO ₂	24,34	6,93	**	25,21	25,64	_
BaO	0,11	0,04	0,01	0,09	0,09	_
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	_
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	_
NiO	0,26	0,14	0,03	0,33	0,32	_
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	_
Сумма	99.28	100,45	99,66	89,91	99,14	99,45
$O = Cl_2$	0.54	0,42	0,34	1,20	0,72	-
Сумма	98,74	100,03	99,32	88,71	98,42	99,45
Cr	<65	<65	<65	<65	<65	_
Ni	>1500	980	310	>1500	>1500	_
v	345	265	70	295	325	-
Cu	200	350	200	₹200	100	-
Co	>1000	690	420	>1000	>1000	-
Pb	≈1000	325	60	985	≈1000	-
Ga	<55	<55	<55	<55	<55	-
Мо	>110,0	88,0	12,0	>110,0	>110,0	-

Примечание к табл. 21, 22. Главные компоненты (в % вес.) определены методом плазменной спектроскопии (атомно-эмиссионный ВИП — спектроанализатор JV-48); контрольные измерения выполнены стандартными методами мокрой химии: H_2O^* , H_2O^* , CO_2 , C_{opr} , Cl, SO₃, P_2O_3 определены стандартными методами мокрой химии: H_2O^* , H_2O^* , CO_2 , C_{opr} , Cl, SO₃, P_2O_3 определены стандартными методами мокрой химии: h_2O^* , H_2O^* , CO_2 , C_{opr} , Cl, SO₃, P_2O_3 определены стандартными методами мокрой химии: h_2O^* , h_2O^* , CO_2 , C_{opr} , Cl, SO₃, P_2O_3 определены стандартными методами мокрой химии; формы Mn (MnO₂) — по активному кислороду иодометрией. Аналитик: М.И. Степанец. Тяжелые металлы (в 10^{-4} %) определены методом эмиссионной спектроскопии. а — верхняя корка преимущественно гидроокислов Mn, Fe с бугристой поверхностью (7—10 мм), материал представлен главным образом рентеноаморфным веществом гидроокислов Mn, Fe, частично раскристаллизованным в вернадит (2,4 A — MnO_2) со следами акагенита (β —FeOOH) и амакинита [(Fe, Mo, Mn) (OH)₂]. 6 — гидроокислы Mn, Fe, импретнирующие крапчатую зону, развитую по глубоко измененному гиалокластиту (10—15 мм), материал представлен палыкорскитом с малой

Таблица 21 (окончание)

примесью слюды, смектита, гидрогётита, феригидрита (?), кварца, рентгеноаморфными гидроокислами Мп, Fe. в — кремовый глубоко гидротермально переработанный материал по гиалокластиту, представлен палыгорскитом с малой примесью слюды (?), смектита, гидрогётита. г — черные преимущественно гидроокислы Мп, Fe, слагающие тонкие прожилки, д — черные сажистые гидроокислы преимущественно Мп, Fe, слагающие боковую корку. Материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Мп, Fe, слагающие боковую корку. Материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Мп, Fe, частично раскристаллизованными в вернадит, в следовых количествах присутствуют хлорапатит и натроярозит (?). z-55 — шелочной базальт, принятый как образец наименее измененной породы субстрата. 1—3 — гидротермальные Мп-окисные корки, юго-западная часть Тихоокеанской островной дуги [Cronan et al., 1982]: 1 — поверхностного гранулярного слоя, 2 — слоя в интервале 10—15 мм от поверхности, 3 — базального гранулярного слоя; 4—6 — гидротермальные Мп-окисные корки [Toth, 1980]: 4 — обр. МN 1848, полигон TAG, 5 — обр. МN 1750, полигон Галапагос, 6 — обр. MN 1777, полигон Famous; 7 — гидрогенные Мп-окисные накопления, средний состав, Тихий океан [Cronan, 1976]; 8 — диагенетические Mn-окисные накопления [Cronan, 1976]; 9, 10 гидрогенные Мп-окисные корки, Гвинейский залив [Ridout et al., 1984].

0,05—0,2% (см. табл. 22), тогда как в типичногидрогенных Мп-окисных корках, например, Тихого океана оно составляет 1,36% при аномально высоких количествах Со в районе подводных гор Маркус Нэккер [Cronan, 1976; Cronan et al., 1982; Halbach, Puteanus, 1984]. Интересно отметить, что гидроокисные корки гидрогенной природы подводных гор Гвинейского залива характеризуются суммарным содержанием Ni + Cu + Co 0,691—0,877 [Ridout et al., 1984], что связывается с локальной высокой биологической продуктивностью района.



Рис. 49. Распределение величии отношений Al/Ti, Si/Ti, Mn/Ti, Fe/Ti в составляющих корковидного нарастания и изменениом субстрате — глубоко гидротермально переработанном гиалокластите и щелочном базальте. Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

Элементарный химический состав и величины отношений компонентов материала, слагающего корковидные нарастания и измененный субстрат (гидротермально переработанный гиалокластит). Обр. 1-18-Д-54-2, гора Крылова

Компонент	a	6	B	Г	д
Si	2,33	14,33	20,548	1,649	1,835
Ti	0,756	0,539	0,431	1,084	1,03
Al	1,434	4,793	5,491	1,571	1,301
Fe _{вал}	17,765	10,365	4,385	13,918	14,471
Мп _{вал}	15,534	4,644	0,89	16,091	16,324
Mg	1,248	2,979	4,324	1,574	1,29
Ca	2,309	1,959	2,317	2,159	2,131
P	0,301	0,349	0,367	0,253	0,249
Na	1,855	1,380	1,187	3,495	2,775
К	0,224	0,946	1,062	0,174	0,224
Fe ³⁺	_	-	4,217	_	_
Fe ²⁺	-	-	0,171	-	-
Mn ²⁺	0,163	0,271	-	0,170	0,132
Mn ⁴⁺	15,38	4,379		15,930	16,202
Ba	0,099	0,036	0,009	0,081	0,081
Ni	0,204	0,11	0,024	0,259	0,252
Σ (Ni + Cu + Co)	0,324	0,214	0,086	0,379	0,362
$\Sigma(Ni + Cu + Co)/Mn$	0,02	0,046	0,097	0,024	0,022
$\Sigma(Ni + Cu + Co)/Fe$	0,018	0,021	0,02	0,027	0,025
Ca/Ti	3,054	3,635	5,376	1,992	2,069
Mg/Ti	1,651	5,527	10,032	1,452	1,252
P/Ti	0,398	0,647	0,852	0,233	0,242
K/Ti	0,296	1,755	2,464	0,161	0,217
Mn(II)/Mn	0,01	0,058	_	0,010	0,008
Fe(II)/Fe	_	_	0,039	-	-
Al/Ti	1,897	8,892	12,740	1,449	1,263
Fe/Ti	23,499	19,23	10,174	12,839	14,05
Mn/Ti	20,547	8,616	2,065	14,844	15,849
Mn/Fe	0,874	0,448	0,203	1,156	1,128
Ni/Mn	0,013	0,024	0,027	0,016	0,015
Cu/Mn	0,001	0,008	0,022	0,001	0,001
Co/Mn	0,006	0,015	0,047	0,006	0,006
Co/Fe	0,00 6	0,007	0,00 9	0,007	0,007
Cu/Ti	0,001	0,003	0,005	0,001	0,001
Ni/Fe	0,011	0,011	0,005	0,019	0,017
Si/Ti	2,950	26,531	47,675	1,521	1,782

Примечательной геохимической особенностью исследованных гидроокисных корок является, как указывалось, сравнительно слабое разделение Мп и Fe. В процессе формирования прослоек, слагающих корку, окислы Мп и Fe осуществляли общую и близкую функции активных сорбентов тяжелых металлов, что видно из схожей картины распределения отношений (Ni+Cu+Co)/Mn и (Ni+Cu+Co)/Fe (см. табл. 19, 22, рис. 51). Однако, если эта тенденция с определенностью проявляется для Ni и Cu (см. Ni/Mn, Ni/Fe, Cu/Mn, Cu/Fe), то распределение Со носит относительно монотонный характер. Вывод о существенной роли наложенных

22,154 - - - 0,97 0,04 0,99 - - - - - - 8,104 0,25 0,02 0,28 0,43 0,06 7,881 0,24 0,01 0,32 0,14 0,21 0,077 52,0 49,0 46,0 44,2 52,5 3,087 - - - - - 7,529 2,1 1,9 1,9 - - 0,218 - - - - - - 0,220 - - - - - - 0,218 - - - - - - 0,204 - - - - - - 0,220 0,0003 0,0003 0,0012 0,0031 0,0010 2,3 Cu 0,0100 0,0034 0,0170 0,03468 0,0067 0,0423	z-55	1	2	3	4	5
22,154 - - - 0,97 0,04 0,99 - - - - - - 8,104 0,25 0,02 0,28 0,43 0,06 7,881 0,24 0,01 0,32 0,14 0,21 0,077 52,0 49,0 46,0 44,2 52,5 3,087 - - - - - 7,529 2,1 1,9 1,9 - - 0,722 - - - - - 2,204 - - - - - - 0,722 - - - - - - 2,3 Cu 0,0100 0,0034 0,0170 0,0555 0,0088 - Zn 0,0490 0,0029 0,0710 0,0468 0,0495 - - - - - - - - 0,0320 0,0015 0,0462 0,1368 0,0165 - 0,0772 0,0	+		1		f	0.04
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	22,154	-	-	-	0,97	0,04
8,104 0,23 0,02 0,28 0,43 0,06 7,881 0,24 0,01 0,32 0,14 0,21 0,077 52,0 49,0 46,0 44,2 52,5 3,087 - - - - - 7,529 2,1 1,9 1,9 - - 2,204 - - - - - 0,722 - - - - - 0,722 - - - - - 5,581 Co < 0,0003 0,0003 0,0012 0,0031 0,0010 2,3 Cu 0,0100 0,0029 0,0710 0,0468 0,0495 - - - - - - - - - - - - - - - 0,0320 0,0015 0,0480 0,0782 0,0067 0,0423 0,0052 0,0662 0,1368 0,0165 - 0,0769 0,9777 0,07857 7,6	0,99	-	-	-	-	-
7,881 0,24 0,01 0,32 0,14 0,21 0,077 52,0 49,0 46,0 44,2 52,5 3,087 - - - - - 7,529 2,1 1,9 1,9 - - 0,218 - - - - - 2,204 - - - - - 5,581 Co < 0,0003 0,0003 0,0012 0,0031 0,0010 2,3 Cu 0,0100 0,0029 0,0710 0,0468 0,0495 - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - 0,0100 0,0029 0,0710 0,0468 0,00495 - - - - - -	8,104	0,25	0,02	0,28	0,43	0,06
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	7,881	0,24	0,01	0,32	0,14	0,21
3,087 - - - - - - $7,529$ $2,1$ $1,9$ $1,9$ - - - $0,218$ - - - - - - $2,204$ - - - - - - $0,722$ - - - - - - $0,722$ - - - - - - $0,722$ - - - - - - $2,3$ Cu $0,0100$ $0,0034$ $0,0170$ $0,0555$ $0,0088$ $-$ Zn $0,0490$ $0,0029$ $0,0710$ $0,0468$ $0,0495$ $-$ - - - - - - - $-$ 0,0320 $0,0015$ $0,0480$ $0,0782$ $0,0067$ $-$ 0,0423 $0,0052$ $0,06662$ $0,1368$ $0,0165$ $-$ 0,1763 $0,5200$ $0,2069$ $0,9777$ $0,07857$ $7,605$	0,077	52,0	49,0	46,0	44,2	52,5
7,529 $2,1$ $1,9$ $ 0,218$ $ 2,204$ $ 0,722$ $ 0,722$ $ 5,581$ Co < $0,0003$ $0,0003$ $0,0012$ $0,0031$ $0,0010$ $2,3$ Cu $0,0100$ $0,0029$ $0,0710$ $0,0468$ $0,0495$ $ -$	3,087	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	7,529	2,1	1,9	1,9	-	-
2,204 - <th>0,218</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th>	0,218	-	-	-	-	-
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	2,204	-	-	-	-	-
5,581 $Co < 0,0003$ $0,0012$ $0,0031$ $0,0010$ $2,3$ Cu $0,0100$ $0,0034$ $0,0170$ $0,0555$ $0,0088$ $ Zn$ $0,0490$ $0,0029$ $0,0710$ $0,0468$ $0,0495$ $ 0,0320$ $0,0015$ $0,0480$ $0,0782$ $0,0067$ $0,0423$ $0,0052$ $0,0662$ $0,1368$ $0,0165$ $ 0,0008$ $0,00011$ $0,00144$ $0,00309$ $0,007857$ $7,605$ $ 0,229$ $ 0,229$ $ 0,292$	0,722	-	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5,581	Co < 0,0003	0,0003	0,0012	0,0031	0,0010
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	2,3	Cu 0,0100	0,0034	0,0170	0,0555	0,0088
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	-	Zn 0,0490	0,00 29	0,0710	0,0468	0,0495
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		-	-	-	-	-
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	-		-	-	0,1010	0,0060
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	_	0,0320	0,0015	0,0480	0,0782	0,0067
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0,0423	0,0052	0,0662	0,1368	0,0165
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	-	0,0008	0,00011	0,00144	0,00309	0,00031
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	_	0,1763-	0,5200	0,2069	0,977	0,07857
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	7,605	_	-	-	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	3,118	-	_	_	-	_
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,22	-	_	_	_	-
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,729		-	-	-	_
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	_	-	_	_	-	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,292	_	'_	_	-	_
7,96 -	8,186	_	-	-	_	_
0,078 - 0,0013 0,0013 0,0013 0,0013 0,00013 - - 0,00012 0,00017 0,00037 0,00126 0,00017 - 0,00002 - 0,00006 0,00003 0,00007 0,00002 - 0,00002 - 0,0013 0,0038 0,0221 0,0048 - 0,00147 0,34 0,0531 0,3964 0,0419 - 0,0417 0,34 0,0531 0,3564 0,0419 - 0,0417 0,155 0.5566 0,0210 - 0,0419 - 0,0531 0,3564 0,0419 0,0310 0,0566 0,0210 0.5566 0,0210 0,0419 0,0510 0,0566	7,96		-	-	_	_
0,010 216,666 4900,0 143,75 315,714 250,0 - 0,0006 0,00003 0,0010 0,0018 0,00013 - 0,0002 0,00007 0,00037 0,00126 0,00017 - 0,00006 0,00003 0,00003 0,00007 0,00002 - 0,0013 0,03 0,0038 0,0221 0,0048 - 0,0417 0,34 0,0531 0,3564 0,0419 - 0,155 0.155 0.5565 0.0310	0,078	-	-	_	_	_
- 0,0006 0,0003 0,0010 0,0018 0,00013 - 0,0002 0,00007 0,00037 0,00126 0,00017 - 0,00006 0,00003 0,00007 0,00002 - 0,0013 0,03 0,0003 0,00007 0,00002 - 0,0013 0,03 0,0038 0,0221 0,0048 - 0,0417 0,34 0,0531 0,3964 0,0419 - 0,155 0.155 0.565 0.0310	0,010	216,666	4900,0	143,75	315,714	250,0
- 0,0002 0,00007 0,00037 0,00126 0,00017 - 0,000006 0,00003 0,00007 0,00002 - 0,0013 0,03 0,0038 0,0221 0,0048 - 0,0417 0,34 0,0531 0,3964 0,0419 0.152 0.15 0.15 0.556 0.0310	-	0,0006	0,00003	0,0010	0,0018	0,00013
- 0,000006 0,000006 0,00003 0,00007 0,00002 - 0,0013 0,03 0,0038 0,0221 0,0048 - 0,0417 0,34 0,0531 0,3964 0,0419 0.1523 0.15 0.15 0.556 0.0310	_	0,0002	0,00007	0,00037	0,00126	0,00017
- 0,0013 0,03 0,0038 0,0221 0,0048 - 0,0417 0,34 0,0531 0,3964 0,0419 0.1523 0.15 0.15 0.5565 0.0210	_	0,000006	0,000006	0,00003	0,00007	0,00002
- 0,0417 0,34 0,0531 0,3964 0,0419	_	0,0013	0,03	0,0038	0,0221	0,0048
		0,0417	0,34	0,0531	0,3964	0,0419
- 0,1333 0,15 0,15 0,53 60 0,0319	_	0,1333	0,15	0,15	0,5586	0,0319
22,378 – – – – –	22,378	_	_	_	_	_

гидрогенных явлений достаточно определенно показан на примере соотношения (Ni+Cu+Co)—Mn (рис. 52). На этой диаграмме отчетливо выделяются поля точек различной природы: 1) остаточные образования субстрата; 2) компоненты, слагающие бо́льшую часть корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe (см. табл. 19, 20); 3) точка, отражающая средний состав гидрогенных окисных корок Тихого океана [Cronan, 1976; Cronan et al., 1982], к которой примыкают точки гидрогенных корок Гвинейского залива [Ridout et al., 1984]; 4) диагенетические конкреции; 5) четко обособленное поле гидротермальных окисных корок.

Таблица 22 (оконч

Компонент	6	7	8	9	10
Si	, 19.0	-		4.7	9.91
Ti	_	-	_	0.32	0.48
Al	0.02	3.1		1.39	1.93
Fenan	25.4	12.0	1.6	23.95	24.28
Mnnau	4.4	20.0	34.0	18.08	10.28
Mg	_	_	_	1.33	1.66
Ca	_	2.0	_	2.22	1.46
P	_	_	-	0.37	0.41
Na	_		-	-	-
K	_	_	_	0.95	0.36
Fe ³⁺	0.0005	0.3400	0.0075	0.509	0.273
Fe ²⁺	0.009	0.3900	0.0650	0.083	0.077
Mn ²⁺	0.0014	0.0680	_	0.158	0.999
Mn ⁴⁺	_	_	-	_	_
Ba	0,0080	_	_	_	-
Ni	0.0006	0.6300	0.0970	0.285	0.341
Σ (Ni + Cu + Co)	0.0020	1.3600	0,1695	0.877	0.691
$\Sigma(Ni + Cu + Co)/Mn$	0,00045	0.068	0,00498	0.0485	0.0672
$\Sigma(Ni + Cu + Co)/Fe$	0,00008	0.1133	0,1059	0,0366	0,0284
Ca/Ti	_	_	-	6.93	3.042
Mg/Ti	-	-	-	4,156	3,458
P/Ti	_	_	_	1.156	0.854
K/Ti	-	_	_	2,969	0.750
Mn(II)/Mn	_	_	_	_	-
Fe(II)/Fe	-		_	_	_
Al/Ti		-	_	-	_
Fe/Ti	_	-	-	74,843	50,583
Mn/Ti	_	-	_	56,500	21,417
Mn/Fe	0,173	1,667	21,25	0,75	0,42
Ni/Mn	0,00014	0,0315	0,0029	0,0158	0,0332
Cu/Mn	0,0002	0,0195	0,0019	0,0046	0,0375
Co/Mn	0,00011	0,017	0,0002	0.0281	0,0265
Co/Fe	0,00002	0,0283	0,0047	0,0212	0,0112
Cu/Ti	0,00004	0,0325	0,0406	0,0035	0,0032
Ni/Fe	0,00002	0,0525	0,0606	0,0119	0,014
Si/Ti	-	_	-	14,687	20,646

В отличие от диагенетических и гидротермальных образований обсуждаемые корковидные нарастания занимают промежуточное положение в общем тренде от гидротермального измененных материалов субстрата к типично гидрогенным Мп-окисным коркам. Отсутствие какой-либо изолированности относительно ранее отложившихся гидротермальных продуктов, связанных с незначительным переносом, от гидрогенного воздействия на эти продукты придонной морской воды может приводить в конечном счете к непрерывному ряду — континиуму между этими двумя генетически разнородными явлениями.

В основе процесса формирования гидроокисных фаз Mn, Fe и ассоциирующих тяжелых металлов лежат процессы высокоселективного хемосорбционного накопления, соосаждения гидролитической природы, сопровождаемые автокаталитиче-

Расчет структурной формулы палыгорскита из материала гидротермально измененного субстрата корки гидроокислов Mn, Fe. Oбр. 1-18-Д-54-2-В, гора Крылова

Компонент	Содержание, % вес.	Молекуляр- ные количе- ства, <i>n</i> · 10 ⁴	Ионные ко- личества	Валентность	Число ионов и молекул на половину со- держимого ячейки
SiQ	44.00	73.22	7322	29 288	7.38
TiO	0.72	_	-	_	
AL.O.	10,38	1018	2036	5108	2.05
Fe, O, offin	6,27	_	_	_	_
MnOofin	1,15	_	_	-	_
MgO	7,17	1778	1778	3556	1.79
СаОобщ	3,24	-	_		_
P ₂ O ₅	0,84	_	_	_	-
Na ₂ O	1,60	_	-	-	-
K,0	1,28	-	_	-	-
Fe ₂ O ₅	6,03	-	_	-	-
FeO	0,22	31	31	62	0,03
П.п.п.	0,52	_	-	_	-
H ₂ O ⁺ (> 105 °C)	9,98	5539	5539	11 078	5,58
H ₂ O ⁻ (< 105 °C)	9,82	-	_		_
CO2.	0,90	-	_	_	_
Copr	Нет		_	-	-
CI	1,53	_	_	-	_
SO3	0,24	_	_	-	-
BaO	0,01	_	_	-	-
NiO	0,03	-	-	_	-
MnO	Не опр.	-	-	-	-
MnO ₂	Не опр.	-	-	-	-
Сумма	99,66		_	_	-
$O = Cl_2$	0,34	-	-	_	-
Сумма	99,32	-	-		
CaO _{силик}	2,10	374	374	748	0,38
Fe ₂ O _{3 окисл}	1,41	-	-	-	-
Fe ₂ O _{3 силик}	4,62	289	578	1734	0,58
MnO _{силик}	Нет		-	-	-
MnO _{окисл}	1,15	-	-	-	-
Mn _{cp} /Fe _{окисл}	0,90		-	-	-
51574/52 = 991.81					

 $(Si_{7,38}Al_{0,62})(Al_{1,43}Fe_{0,58}^{3+}Mg_{1,79}Fe_{0,03}^{2+}Ca_{0,17})O_{20,93}(OH_2)_{5,78}Ca_{0,21}$

ской аккумуляцией, окисление [Варенцов, 1976; Varentsov et al., 1979, 1980].

Распределение отношений Ва/Ті от поверхностных слоев к субстрату (см. табл. 19, 22, рис. 51) характеризуется ясно выраженным ростом от 0,138 до 2,7, что может быть интерпретировано как свидетельство гидротермального накопления, особенно на ранних стадиях формирования корки. Известно, что геохимическое поведение Ва в океане отличается дуалистичностью: значительные концентрации этого элемента накапливаются как в осадках, связанных с зонами высокой биологи-



Рис. 50. Соотношение Al—Mn для компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe, измененного субстрата — глубоко гидротермально переработанного гиалокластита, щелочного базальта. Обр. 1-18-Д-54-1, 1-18-Д-54-2, гора Крылова

Для сопоставления приведены данные для гидротермальных, гидрогенных Мп-окисных корок [Cronan et al., 1982; Toth, 1980; Ridout et al., 1984] и циагенетических конкреций океана [Cronan, 1976]. 1, 3 — компоненты корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe: 1 — обр. 1-18-Д-54-1, 3 — обр. 1-18-Д-54-2; 2, 4 — субстрат: 2 — обр. 1-18-Д-54-1, 4 — обр. 1-18-Д-54-2; 5 — почти не измененный щелочной базальт; 6, 7 — Мп-окисные корки: 6 — гидротермальные, 7 — гидрогенные; 8 — диагенетические Мп-конкреции

ческой продуктивности, так и в гидротермальных металлоносных отложениях осевых зон. Тот факт, что сравнительно повышенные содержания Ва слабо ассоциируют с гидрогенными компонентами (Ni + Cu + Co), может быть истолкован как проявление гидротермального происхождения этого элемента.

Породы субстрата. Химический состав глубоко гидротермально переработанных гиалокластитов щелочного базальтового состава хорошо согласуется с рассмотренными выше результатами петрографического и минералогического изучения (см. табл. 18—23): продуктом такого преобразования является почти чистый палыгорскит, содержащий следовые количества гидроокислов Mn, Fe, карбонатов, кварца, смектита, слюды, в редких случаях цеолитов. При вычитании этих незначительных примесей химические анализы данных продуктов могут быть пересчитаны на структурные формулы (см. табл. 20, 23) согласно схеме, предложенной в работе В.А. Дрица и В.А. Александровой [1966]:

O6p. $1-18-\Pi-54-1-m$ (Si_{7,71}Al_{0,29}) (Al_{1,95}Fe³⁺_{0,23}Mg_{1,82})O_{21,21}(OH₂)_{4,79}Fe_{0,09}Ca_{0,11}Mn_{0,03} O6p. $1-18-\Pi-54-2-B$ (Si_{7,38}Al_{0,62})(Al_{1,43}Fe³⁺_{0,58}Mg_{1,79}Fe²⁺_{0,03}Ca_{0,17})O_{20,93}(OH₂)_{5,78}Ca_{0,21}.



Рис. 51. Распределение величии отношений Mn/Fe, (Ni + Cu + Co)/Mn, Cu/Fe, Ва/Тi в составляющих корковидного нарастания и изменениом субстрате — глубоко гидротермально переработанном гналокластите, щелочном базальте. Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

Если принять, что идеальная кристаллохимическая формула палыгорскита может быть записана в виде [Дриц, Александрова, 1966] Si₈Mg_xAl_{4-x}O_{22-x}(OH₂)_{4+p}Ca_y, где p=1/2x-y, то исследованные минералы отличаются относительно большим количеством Al в тетраэдрах и общей повышенной железистостью. В этой связи следует отметить, что микрозондовым энергодисперсионным анализом отдельных палыгорскитовых частиц в них было обнаружено сравнительно высокое содержание Fe. Рассмотрение особенностей состава палыгорскитов из различных геологических обстановок [Дриц, Александрова, 1966; Weaver and Pollard, 1973; Weaver and Beck, 1977; и др.] позволяет считать, что обсуждаемые минералы не имеют типичных черт, присущих образованиям осадочной природы. Относительно близки к данным минералы пылгорскита из базальтов Волыни [Шашкина, 1958]:

$$(Si_{7,77}Al_{0,23})$$
 $(Al_{1,02}Fe_{0,71}Mg_{2,35})O_{19,46}(OH)_{3,32}(OH_2)_{3,22}Ca_{0,13}Na_{0,20}$.

Если результаты изучения петрографии, минералогии, химизма образцов из-



Ри. 52. Соотношение Мп — (Ni + Cu + Co) для компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Мп, Fe, измененного субстрата — глубоко гидротермально переработанного гналокластита щелочного базальта

Описание и условные обозначения см. на рис. 50

мененных гиалокластитов показывают, что палыгорскит является главным конечным продуктом гидротермальных преобразований исходных вулканитов щелочного базальтового состава с такими промежуточными фазами, как глубоко палагонитизированное стекло→смектит→К-смектит→смешанослойная фаза слюда смектит→слюда→гидроокислы Mn, Fe,→цеолиты, то приведенные выше данные о составе компонентов (обломки, цемент и др.) лавобрекчии (обр. 1-26-Д-82-а-и, см. рис. 44) позволяют конкретно рассматривать развитие каждой из этих фаз. Вместе с тем иногда под сканирующим микроскопом наблюдаются игольчато-волокнистые палыгорскитовые кристаллиты, растущие непосредственно на фрагментах, реликтах стекла. Можно считать, что специфика состава и условий образования гиалокластита, его высокоразвитая реакционная поверхность, обусловленные как тонкой дисперсностью частиц, так и пористостью, проницаемостью гиалокластического потока, залежи, привели через серию промежуточных преобразований к синтезу железистого палыгорскита.

Установлено, что Ті в условиях обсуждаемых гидротермальных преобразований отличается сравнительно низкой или минимальной геохимической подвижностью. Принимая это положение, можно приближено оценить перераспределение компонентов при подобных трансформациях, сопоставляя отношения Эл/Ті в относительно свежем щелочном базальте исследованного полигона (обр. z-55) и конечных продуктах изменения (см. табл. 19, 22). При таких преобразованиях [z-55→в-2→ж-1] в конечных продуктах происходят накопление с привносом Al(Al/Ti 1→1,56→2,85), Si(Si/Ti 1→2,13→3,74), Mg(Mg/Ti 1→3,22→5,49), а также P, Fe, Mn, K и относительный вынос Ca. Аккумуляция Al, Si и других компонентов связана с явле-

ниями локального перераспределения, сводящегося к пространственно ограниченным процессам растворение—осаждение. В отличие от этих элементов главным поставщиком Mg является морская вода, играющая в обстановке повышенных температур и давлений роль высокоактивного гидротермального раствора.

о генезисе

Корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe. Как было показано выше, корки гидроокислов Mn, Fe представлены преимущественно аморфными окислами, в разной степени раскристаллизованными в вернадит, бернессит и 10 Å-манганат типа тодорокит—бузерит. Для гидроокислов Mn устанавливается общая тенденция: степень раскристаллизации резко убывает от поверхностных слоев к контакту с субстратом. Подобная направленность преобразования наблюдается в несколько менее ясно выраженном виде и для гидроокислов Fe: поверхностные прослои корки, как правило, в заметной мере раскристаллизованы в гётит, гидрогётит с промежуточными фазами типа фероксигита (δ' FeOOH), феригидрита (5Fe₂O₃·9H₂O). Важно подчеркнуть несколько приближенный характер этих определений, основанных на данных рентгеновской дифракции и ИК-спектроскопии. Для более точной диагностики необходимо использование методов электронной микродифракции в сочетании с микрозондовыми определениями химического состава и др. [Чухров и др., 1978, 1981, 1983; Штеренберг и др., 1986].

При обсуждении петрографических особенностей минерального состава и геохимии было показано, что своеобразие данных корковидных образований заключается в том, что в их составе существенная роль принадлежит остаточной матрице, образованной по глубоко переработанным гиалокластитам субстрата; на ней как на активной поверхности аккумулируются гидроокислы Mn. Fe. В этом заключается существенное отличие данных корковидных нарастаний от корок гидрогенной и гидротермальной природы. Иными словами, в рассматриваемом случае имеет место сочетание слабо выраженного низкотемпературного с пространственно ограниченным переносом гидротермального накопления и наложенных гидрогенных явлений. Сделанный вывод нуждается в пояснении. Многими исследователями в настоящее время описаны окисные Fe-Mn-накопления, которые формировались в результате либо гидрогенных либо гидротермальных процессов [Богданова, Сивцов, 1986; Мирчинк и др., 1986; Bolton et al., 1986; Cronan, 1976; Cronan et al., 1982; Holbach, Puteanus, 1984; Toth, 1980]. Подчеркнем, что гидрогенные накопления образуются как вследствие прямого отложения компонентов из морской воды, так и в итоге взаимодействия морской воды с субстратом (различные породы, осадки) на дне моря. Гидротермальные отложения также осаждаются из морской воды, но испытавшей изменения вследствие ее циркуляции в толще океанической литосферы, взаимодействий в условиях повышенных температур и давлений.

В рассмотренных выше корковидных накоплениях полигона горы Крылова, так же как и во многих других областях Мирового океана, Fe—Mn-отложения и корки не формируются исключительно в результате либо гидротермального, либо гидрогенного процессов, поскольку они не проявляются изолированно. Каждый из этих процессов может вносить определенный вклад в формирование этих осадков на разных стадиях их формирования. Вне зависимости от источников металлов основой образования их являются процессы хемосорбционного концентрирования, соосаждения гидролитической природы, сопровождаемые автокаталитическим окислением, накоплением Mn, Fe и ряда тяжелых переходных металлов [Варенцов, 1976; Varentsov et al., 1979, 1980].

Формирование палыгорскита и его роль в истории седиментации Центральной Атлантики. В предыдущих разделах работы было показано, что среди широкой гаммы продуктов гидротермальных преобразований вулканических пород горы Крылова палыгорскиту принадлежит особое место. Его образование тесно связано с изменением гиалокластитов щелочных базальтов. В тех случаях, когда продукты подводного вулканизма представлены другими породами, формирование палыгорскита носит сравнительно ограниченный характер. Изменение многочисленных разновидностей щелочных базальтов, включая стекловатые, афировые типы, лавобрекчии и т.п., приводит к образованию слабо окристаллизованных смектитовых минералов, в той или иной мере преобразованных в слюды, в ассоциации с гидроокислами Mn, Fe, цеолитами и кремнистыми продуктами изменений.

Эти положения позволяют поставить вопрос о своеобразии условий формирования гиалокластитов, особенностях их состава, структуры и строения гиалокластитовых потоков и процессах их трансформации в палыгорскит.

Термин "гиалокластит" был предложен А. Риттманом в 1960 г. для того. чтобы заменить мало определенное по генетическому смыслу выражение "палагонитовый туф" [Rittman, 1960]. Однако Ж. Онноре [Honnorez, 1961; Honnorez. Krist, 1975/76] в более поздних работах показал, что гиалокластиты. образующиеся по механизму, предложенному А. Риттманом, представляют лишь один. сравнительно подчиненный тип стекловатых вулканокластических пород, связанных с подводным вулканизмом. Эти и другие исследователи выделяют широкий класс генетически родственных пород, происхождение которых не связано с образованием пиллоу-лав. Согласно расширенному определению [Honnorez, Krist. 1975/76. р. 462-463]. "гиалокластит является гидрокластической породой, образовавшейся либо в результате грануляции стекловатых корок пиллоу-лав, при их подводном росте, либо вследствие прямой грануляции магмы при ее закалке в воде". Такая формулировка соответствует термину "аквагенный туф" [Carlisle, 1963]. Интенсивность грануляции или дисперсность измельчения в существенной мере контролируется соотношением расплав-вола бассейна. Наряду с этим главным явлением в процессе последующей гидротермальной переработки происходят дальнейшая фрагментация, распад крупных обломков застывшей лавы.

Значительно более широко термин "гиалокластит" понимается в работах Г. Тазиева [Tazieff, 1968, 1972]. Согласно этому автору, к гиалокластитам относятся все витрокластические образования, сформировавшиеся в результате подводных эрупций как в мелководных, так и в глубоководных обстановка вследствие цепного парового взрыва. Подобное толкование не противоречит пониманию термина "гиалокластит", принятому в отечественной литературе [Влодавец, 1984]. Весьма существенной для образования гиалокластитов является глубина бассейна, на которой могут происходить вулканические взрывы [McBirney, 1963]. Эксплозивные вулканические эрупции, как правило, происходят на таких глубинах, где энергия, или давление, взрыва превышает давление вышележащей толщи воды. Ряд исследователей [Rittman, 1969; McBirney, 1963 и др.] считают, что поскольку критическое давление воды соответствует глубине примерно 2000 м. то ниже этой глубины крайне маловероятно столь значительное и быстрое расширение водного пара, которое привело бы к газовым взрывам. Большинство описанных в литературе гиалокластитовых накоплений Атлантического океана формировалось на сравнительно небольших глубинах, например в районах Азорского архипелага, островов Зеленого Мыса и др. [Furnes, Sturt, 1976; Mitchell-Thome, 19761.

Значительный интерес для понимания процессов образования гиалокластитов представляют детальные исследования подводных гор Восточно-Тихоокеанского поднятия [Batiza et al., 1984]. Этими работами показано, что вблизи вершин подводных гор, на склонах, пологих стенках кальдеры и ее основании образуются гиалокластитовые накопления.

Такие залежи формируются вследствие небольших привершинных эрупций во время или после оформления кратера. Дезагрегация, дробление, гиалоклас-

тов образуется в результате взрыва, вызванного термическим шоком при смешении базальтового расплава (1200°С) с морской водой (2°С). Образующаяся при таком взаимодействии паровая оболочка вызывает глубокое изменение стекловатых частиц: тонкие фракции, слагающие основную массу, обычно в первую очередь замещаются светло-бурыми глинистыми минералами (из группы смектита). Развитие этого процесса продолжается в общей массе гиалокластитового накопления. Однако эти глинистые минералы в свою очередь замещаются гидроокислами Mn, Fe, проникающими в середину гиалокластитовой залежи со стороны как ее кровли, так и подошвы. Отмечается, что мощность подошвенной корки, зоны замещения гидроокислами Mn, Fe, заметно больше.

На более поздних стадиях происходит замещение сравнительно крупных гиалокластитов палагонитом, двупреломляющим оранжевым глинистым веществом (типа смектита), селадонитом и гидроокислами Mn, Fe. Процесс развивается от периферии к центру залежи. Наряду с отмеченными продуктами гидротермальных изменений встречаются также кварц, К-полевые шпаты, различные Са- и Na-алюмосиликаты, включая цеолиты. Приведенные данные с определенностью освещают как особенности формирования гиалокластитов, так и начальные стадии их гидротермальных преобразований.

В целом для процессов такого типа изменения базальтовых пород океанического субстрата палыгорскитизация остается и малотипичным и слабо изученным явлением. Несмотря на сравнительно широкую распространенность палыгорскита в мезозойских и кайнозойских отложениях океана, гидротермальные продукты изменения базальтов, представленные этими минералами, описаны в немногочисленных работах [Hathaway, Sachs, 1965; Bonatti, Joensuu, 1968]. В них указывается, что палыгорскит и сепиолит наряду с серпентинитом в ряде случаев формируются при гидротермальном преобразовании базальтов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта. Однако в данных работах нет ответа на вопрос, почему бо́льшая часть базальтов океана гидротермально преобразуется в минералы группы смектит—слюда и лишь в отдельных случаях — палыгорскит сепиолит. Решение этой проблемы связано с выяснением особенностей геохимического поведения Mg в гидротермальном процессе.

Экспериментальными исследованиями [Bischoff, Seyfried, 1978; Janecky, Seyfried, 1980, 1983] показано, что из морской воды, нагретой до 150°С при давлении 500 бар, выпадает осадок ангидрита, при повышении температуры более 200°С и давлении 500 бар морская вода становится кислым раствором (рН 2,3-3,2) с высокой буферностью, что обусловлено осаждением из нее сложного минерала МГСГ: 1/3Mg(OH)₂:MgSO₄:1/3H₂O. Не будет ошибкой считать, что недавно открытый минерал каминит MgSO4.0.4 Mg(OH2).0.2H2O, встречающийся в сростках с ангидритом на стенках дымящихся труб активной подводной гидротермальной системы Восточно-Тихоокеанского поднятия 21° с.ш. [Haymon, Kastner, 1986], принадлежит к природным аналогам синтетических фаз типа МГСГ. Можно полагать, что при циркуляции такой нагретой и трансформированной морской воды в пределах гидротермальной системы возможно отделение кислого агрессивного раствора от осадка МСГС и накопление последнего. Подобный раствор при взаимодействии с базальтовыми породами может вызвать известные преобразования [Humphris, Thompson, 1978, а.б. Коссовская, 1982; Коссовская и др., 1982; Курносов, 1986]: смектизацию, слюдизацию, вынос, осаждение Mn, Fe и тяжелых металлов. При насыщении раствора Са, который обычно выносится из преобразуемых пород, возможно смешение равновесия, сопровождаемое растворением MΓCΓ [Janecky, Seyfried, 1983]:

мгсг Ангидрит $nMg(OH)_2:MgSO_4:(1-2)H_2O + 2nH^+ + Ca^{2+} = CaSO_4 + (1+n)Mg^{2-} + H_2O, где 0 \le n \le 0,5.$

При взаимодействии измененного таким образом магнезиального алюмокрем-
невого материала преобразуемого субстрата (pH~8) может формироваться палыгорскит при относительно низких температурах. Как показывают экспериментальные работы, палыгорскит при температурах 150—200°С неустойчив и превращается в смектиты [Франк-Каменецкий, 1969, 1970, 1972; Mampton, Roy, 1958; Abtahi, 1985]. Предпочтительное развитие палыгорскитизации при гидротермальных преобразованиях гиалокластитов щелочных базальтов может быть связано с тем, что массированный синтез этого минерала обусловлен благоприятным сочетанием ряда факторов: условиями циркуляции гидротермальных растворов в сильнопористой проницаемой среде, сложенной весьма реакционно способным веществом, возможностью в этих условиях отделения, накопления и последующего растворения осадка МГСГ, который на поздних стадиях гидротермальных изменений использовался в синтезе палыгорскита, и наличием щелочных значений рH, образующихся при преобразовании, гидролизе стекол такого состава.

Приведенная выше схема нуждается в дополнении. В ней отсутствуют не наблюдавшиеся в наших материалах фазы, которые непосредственно образуются при взаимодействии Мд-содержащих растворов и щелочного базальтового стекла гиалокластитов. Однако эту лакуну могут заполнить данные изучения гидротермальных изменений гиалокластитов залива Таджура (ответвление Аденского залива), свидетельствующие, что в начальные стадии такого преобразования развивается интенсивная палагонитизация стекла с образованием слоевидных микрозон, отличающихся относительно высокой концентрацией Мg [Хворова, Воронин, 1986]. Такое богатое Мд силикатное вещество является основой. по которой позднее широко формируются минералы группы гидроталькитаманассеита. Минералы этой группы построены из положительно заряженных бруситовых слоев, между которыми располагаются анионы $CO_{2^{-}}^{2^{-}}SO_{4^{-}}^{2^{-}}$ молекулы воды [Лисицына и др., 1985; Дриц и др., 1986]. Агрегаты гидроталькитового минерала развиваются в поровых пространствах, замещают полностью палагонитизированные фрагменты стекла. Отмечаются участки [Хворова, Воронин, 1986]. в которых гидроталькит слагает связующую массу гиалокластита. Наиболее полное развитие этот минерал имеет в порах палагонитизированного гиалокластита. Широкое развитие гидроталькитизации описано Н.А. Лисицыной, В.А. Дрицем [1985] в карбонатно-вулканокластической (шелочно-базальтовой) толще, покрывающей базальтовый субстрат подводных гор Северной Атлантики (Атлантис, Ампер, Жозефин).

Возможность синтеза минералов гидроталькита была экспериментально показана при взаимодействии базальтового стекла с морской водой. Установлено, что при 90°С вследствие такого преобразования базальтового стекла на его поверхности образуется тонкий слой, быстро обогащающийся Mg и Al, и примерно через 1 ч взаимодействия регистрируется формирование гидроталькита [Thomassin, Touray, 1980. 1983]. Подобный синтез может происходить и при 50°С: Mg и CO₃ переходят из морской воды для формирования гидроталькита, из стекла в раствор поступает Са. Однако, как отмечают эти авторы, гидроталькитовые минералы являются метастабильными фазами, по которым позднее развиваются глинистые минералы. В общей последовательности аутигенного преобразования базальтондного стекла гидроталькит может занимать положение переходной неустойчивой фазы:

I. Карбонатно-вулканокластическая толща подводных гор Восточной Атлантики [Лисицына и др., 1985]:

стекло⊸филлипсит⊸кальцит ↑ ↑ "гидроталькит"

II. Гиалокластиты, Аденский залив [Хворова, Воронин, 1986]: стекло-палагонит-гидроталькит-кальцит III. В исследованных гиалокластитах (щелочно-базальтового состава):

стекло-палагонит-гидроталькит(?)-палыгорскит пMg(OH)₂:MgSO₄:(1-2)H₂O(?)

При рассмотрении схемы III может возникнуть вопрос о том, насколько необходима как промежуточная фаза МГСГ, если при более низких температурах могут синтезироваться минералы из группы гидроталькита—манассеита как промежуточные носители Mg. Очевидно, формирование этих двух соединений может происходить независимо в различных обстановках взаимодействия морской воды с базальтоидным материалом. Однако высокая кислотность (pH 2,3—3,2) гидротермального флюида, образующегося из морской воды, является следствием выпадения из нее МГСГ. Именно это обстоятельство существенно меняет кинетику процессов и общую направленность изменений океанической литосферы. Изложенная схема, безусловно, нуждается в экспериментальной проверке, однако она в целом не противоречит природным и опытным данным.

В разрезах мезозойских и третичных отложений Восточной Атлантики палыгорскит и, в меньшей мере, сепиолит распространены сравнительно широко. Они составляют до 70—90% компонентов осадков в шести скважинах в районах, примыкающих к северо-западному побережью Северной Африки [Rex, 1970; Berger, von Rad, 1972]. Наиболее типичны накопления этих минералов в отложениях верхнего мела, палеоцена и зоцена. Однако, рассматривая происхождение этих осадков, В.Х. Бергер и У. фон Рад [Berger, von Rad, 1972] пришли к заключению, что палыгорскит-сепиолитовые осадки являются аутигенными образованиями глубоководных обстановок. В работе [Peterson et al., 1970] указывается, что палыгорскитовые отложения юрского возраста в районе островов Зеленого Мыса принадлежат к западной окраине мелководного бассейна, распространившегося на Африканский континент, испытавший погружение в раннетретичное время. О.С. Ломова приводит данные о том, что генезис палыгорскитовых глин Восточной Атлантики связан с преобразованием щелочно-вулканогенного витрического материала путем интенсивной гидратации с последующими стадиями глубокого разложения. Она считает, что взаимодействие термальных растворов с вулканическим тонкодисперсным материалом могло происходить до полного его растворения с последующей хемогенной кристаллизацией палыгорскита. Нашими исследованиями материалов 41-рейса б/с "Гломар Челленджер" [Варенцев, 1982] показано, что максимумы накоплений палыгорскитовых осадков в Африканском секторе Восточной Атлантики, сопровождаемые аномальными концентрациями F. B. Ве и отвечающие эпизолам вулканической гидротермальной активности, отмечаются: а) во второй половине позднего мела (конец сеномана); б) во второй половине палеоцена; в) в конце палеоцена раннем зоцене: г) в раннем зоцене-раннем миоцене. К началу миоцена интенсивность гидротермальных процессов убывает. Общая кульминация эксгаляционной активности приходится на конец позднего мела-эоцен.

Приведенные выше данные дают основание генетически связать эти седиментационные толщи палыгорскитов с близ расположенными коренными накоплениями глубокопалыгорскитизированных гиалокластитов подводных гор.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ПОЛИГОН ПОДВОДНОЙ ГОРЫ БЕЗЫМЯННОЙ—640: Fe—Mn-корки и гидротермальные изменения пород субстрата (фосфатизация), минералогия, геохимия процессов

постановка задачи

В настоящее время широко признана значительная роль гидротермальных процессов в седиментации, рудообразовании Мирового океана. В основе этих явлений лежит взаимодействие разогретой морской воды как гидротермального раствора с базальтоидными породами океанического субстрата в широком диапазоне температур и давлений: до 400°С и 500 бар [Варенцов, 1970, 1976, 1980; Варенцов, Степанец, 1970; Коссовская, 1982; Курносов, 1986; Шутов, 1982; Bischoff, Seyfried, 1978; Bowers, Taylor, 1985; Humphris, Thompson, 1978; Janecky, Seyfried, 1983; Mottl, Holland, 1978; Mottl et al., 1979; Seyfried, Janecky, 1985; Varentsov et al., 1983]. Сущность такого взаимодействия может быть сведена к реакциям растворения, переноса и отложения компонентов.

Задача данной работы состоит в том, чтобы на примере изучения полигона горы Безымянной—640 раскрыть геохимические особенности процессов гидротермальных преобразований эоценовых карбонатных пород, плащевидно покрывающих это вулканическое поднятие, и формирование на них Fe—Mn-окисных корок, нарастаний.

Образцы изучались в шлифах под микроскопом. Компоненты пород, корок, отдельные субмакроскопические прослойки, обломки, прожилки и т.п. отбирались под бинокуляром. Материал, слагающий штуфы, и отобранные компоненты изучались при помощи рентгеновского дифрактометрического и других физических методов (ИК-спектроскопия, сканирующий электронный микроскоп, электронное микрозондирование и др.) (В.А. Александрова, Т.В. Далматов, Н.Д. Серебренникова, Г.В. Карпова, Б.И. Воронин). Химический состав образцов определялся в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР комбинированным применением классического мокрого химического анализа (аналитик М.И. Степанец) и плазменной спектроскопии из малых навесок (~0,1 г). Подробные сведения об использованных методах приводятся в наших более ранних работах [Varentsov et al., 1983].

ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

На горе Безымянной—640 не наблюдаются обнажения пиллоу-базальтов. По данным подводного фотографирования, ее поверхность покрыта сравнительно умеренно литофицированными известняками. На основании определения остатков фораминифер данные известняки относятся к низам среднего эоцена. Обращает на себя внимание довольно отчетливо выраженная последовательность смены типов пород от основания к вершине: известняк биоморфный с раковинным детритом—известняк сравнительно слабо измененный—известняк неравномерно измененный обломочный, гравийный—известняк измененный неравномерно измененный обломочный, гравийный—известняк измененный неравномерно (силицифицированный, фосфатизированный, мраморизованный) с текстурами оползания, подводного смятия, покрытый корками гидроокислов Mn, Fe (рис. 53—55). Эти соотношения свидетельствуют, что: а) литолого-фациальный облик известняков от основания подводной горы к ее вершине приобретает более мелководный характер; б) в этом же направлении возрастает неравномерно проявляющаяся гидротермальная измененность известняков (мраморизация, силицификация, фос-



Рис. 53. Карта подводного рельефа полигона горы Безымянной—640 1 — полигон; 2 — станции отбора проб (драга)



Рис. 54. Распределение осадков на полигоне горы Безымянной-640

1—5 — известняки: 1 — измененный с текстурами оползания, подводного смятия, покрытый корками гидроокислов Mn, Fe, 2 — измененный обломочный гравийный, 3 — измененный мраморовидный, 4 — сравнительно слабоизмененный, 5 — биоморфный с раковинным детритом



Рис. 55. Субширотный литологический профиль через центральную часть горы Безымянной—640 1—5— известняки: 1— биоморфный, 2— биоморфный, сравнительно слабо измененный; 3— измененный мраморизованный, 4— измененный обломочный гравийный, 5— измененный с текстурами оползания, подводного смятия, с корками гидроокислов Mn, Fe по плоскостям наслоения; 6— корки гидроокислов Mn, Fe; 7— современные коралловые постройки; 8— песок фораминиферовый; 9 ил алевритовый; 10— базальт

фатизация и др.); в) в привершенной части примечательно широкое развитие Fe—Mn-окисных корок, нарастаний.

Станция 34 расположена на восточном склоне горы Безымянной—640 (15°51' с.ш., 36°07' з.д., 15°50' с.ш., 36°08' з.д., интервал глубин 2100—1400 м, драга) (см. рис. 53—55). Подняты оторванные от коренного залегания глыбы известняка размером 10—50 см. Известняк белый с розовым оттенком, обычно рыхлый, покрытй с поверхности коркой (5—10 см) и интенсивно импрегнированный гидроокислами Fe, Mn.

Обр. 1-34-Д-1-115-А (рис. 56—59). Штуф является в значительной мере замещенной, импрегнированной гидроокислами Mn, Fe карбонатной породой. Наружная, верхняя, поверхность этого известняка покрыта мелкобугристой коркой гидроокислов Mn, Fe.

а. Верхняя корка (40 мм) — черные преимущественно гидроокислы Mn, Fe с охристыми (выделения гидратированных окислов Fe) и белыми гнездами, выполненными преимущественно остаточным веществом от растворения известняка (см. рис. 57). Под поляризационным микроскопом видно, что материал представлен продуктом, остаточным от растворения форам-нанномикритового известняка, замещенным на 90% сгустковыми, колломорфными, неправильно концентрического строения выделениями гидроокислов Mn, Fe и пятнисто-сгустковыми образованиями изотропного кремнисто-глинистого, местами слабофосфатизированного вещества (до 10%). Встречаются реликты раковин фораминифер, кокколитов, замещенные гидроокислами Mn, Fe. Размеры отдельных сгустковых выделений 0,1—0,3 мм, а их агрегатов, срастаний до 1,5 мм.

Под сканирующим электронным микроскопом отчетливо различимы ступенчатые формы нарастания гидроокислов Mn, Fe (табл. XXII, *a*, *б*) и особенности развития щеток, друз призматических кристаллов апатита на стенках каверн, микрополостей выщелачивания в глубоко переработанном субстрате — известняке (табл. XXII, *s*, *c*; XXIII, *a*). Обращает на себя внимание воспроизведение или сохранение микропористого строения остаточной массы от растворения известняка, почти нацело замещенной гидроокислами Mn, Fe (табл. XXIII, *s*-*d*; XXIV, *a*, *б*). Однако при столь глубоком изменении исходной породы в отдельных участках встречаются реликтовые остатки кокколитов и других микрофоссилий (табл. XXIII, *e*; XXIV, *e*).

Наблюдаемые соотношения свидетельствуют, что материал корки гидроокислов Mn, Fe сформировался вследствие растворения и замещения форам-наннофоссилиевого, биоморфно-детритусового известняка растворами, содержащими Mn, Fe, Si, P, а также при непосредственном отложении из них окислов Fe, Mn.

По данным рентгеновской дифрактометрии, материал корки представлен главным образом рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, частично раскристаллизованными в вернадит.

6. Субстрат и реликты мраморизованного известняка (см. рис. 57). В шлифе различимо обломочное строение, присутствуют оолитоподобные, овоидные частицы, остатки фораминифер, криноидей, кораллов, спикулы губок, практически почти нацело замещенные фосфатным слабо двупреломляющим





Рис. 56. Корковидное нарастание гидроокислов Mn, Fe на измененном субстрате — фосфатинированном мраморизованном известияке. Обр. 1-34-Д-1-115-А, гора Безымянная—640

а, б — вид сбоку; *в* — вид сверху (хорошо видна верхняя бугристая почковидная поверхность корки гидроокислов Мл, Fe)



Рис. 56 (окончание)

веществом, содержащим тонкорассеянные крапчатые выделения гидроокислов Mn, Fe. В отдельных участках проявляется интенсивная фосфатизация, развивающаяся по тонкополосчатому волнистозаливчатому фронту, пигментированному гидроокислами Fe, Mn от желтовато-коричневого до почти черного цветов. В фосфатизированной микрозернистой массе, отличающейся оптическим рельефом и высоким (No>1,65; Ne>1,64) показателем преломления, встречаются участки карбонатного микрита н выделяния относительно позднего крупнозернистою кальцита. Рентгеновской дифрактометрией регистрируется присутствие двух главных компонентов: кальцита и гидроксилапатита (см. рис. 58).

в. Черные массивные сажистые гидроокислы преимущественно Fe, Mn (40—80 мм). В верхней части (40 мм) этого слоя наблюдается сравнительно однородная микрозернистая масса гидроокислов Mn, Fe (90%), в значительной мере лишенная структурных и текстурных особенностей. Меньшую часть этой массы (10%) составляют гнезда, выделения, микропрожилки, выполненные изотропным глинисто-креминсто-фосфатным веществом. Нижняя часть корки (40 мм) (см. рис. 57) отличается микрослонстым строением со сростками комковато-сгустковой структуры. Толщина отдельных микропрослоек 0,08—0,32 мм. В участках сгустково-глобулярного строения видны реликты, сохранившнеся от замещения биоморфных остатков (кокколитов, радиолярий и др.). Гидроокислы Мn, Fe составляют 85—90%, изотропное глинисто-креминсто-фосфатное вещество — около 10—15%. Главные компоненты прослойки представлены рентгеноаморфными гидроокислами Fe, Mn, частично раскристаллизованными в вернадит.

г. Гнезда и линзовидные прослойки, выполненные охристым веществом, представленным преимущественно гидроокислами Fe, в меньшей мере Mn. На рентгеновских дифрактограммах диагностируются главные фазы: кальцит с малой примесью каолинита, слюды, следы хлорита, франколита, гидроксилапатита (см. рис. 59).

Обр. 1-34-Л-1-115-Б (рис. 60, 61).

а. Блестящий ломкий материал гидроокислов, преимущественно Mn, Fe (15—20 мм). Представлен сравнительно однородной микрозернистой масой гидроокислов Fe, Mn без выраженных структурнотекстурных черт, с примесью (~10%) в форме гнезд, выделений, микропрожилков, сложенных оптически изотропным глинисто-кремнисто-фосфатным веществом. Преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Fe, Mn, частично раскристаллизованные в вернадит.





а — верхняя корка — черные гидроокислы Mn, Fe с охристыми (гидроокислы Fe) и белыми гнездами, выполненными остаточным, реликтовым веществом от растворения известняка (40 мм), материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, слабо раскристаллизованными в вернадит; 6 — субстрат и реликты белого мраморизованного известняка, главные компоненты: кальцит и гидроксилапатит; в — черные матовые сажистые гидроокислы Fe, Mn (40—80 мм), представлены рентгеноаморфным веществом, частично раскристаллизованным в вернадит; г — гнезда и линзовидные прослойки охристого вещества, представлены рентгеноаморфными гидроокислами Fe, кальцитом, с примесью каолинита, слюды, следами хлорита, франколита, гидрокислапатита



Рис. 58. Дифрактограммы материала, слагающего субстрат (фосфатизированный, мраморизованный известняк) корковидных нарастаний гидроокислов Мв, Fe. Обр. 1-34-Д-1-115-А, гора Безымянная—640 Описание см. на рис. 57



Рис. 59. Дифрактограммы материала, слагающего гнезда и линзовидные прослойки охристого вещества в субстрате корок гидроокислов Мп, Fe. Обр. 1-34-Д-1-115-А-г, гора Безымяниая-640

Материал представлен кальцитом с малой примесью каолинита, слюды, следами хлорита, франколита, гидроксилапатита. а — природный; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550°С

6. Выделения, гнезда, выполненные преимущественно охристыми гидроокислами Fe, в меньшей мере Mn, в составе которых доминируют рентгеноаморфные разности.

в. Бурые выделения гидроокислов, преимущественно Fe с примесью Mn, представленных рентгеноаморфными соединениями.

г. Массивные гидроокислы, в основном Mn, Fe, преобладают рентгеноаморфные разности, частично раскристаллизованные в вернадит.

Обр. 1-34-Д-115-2 (рис. 62-66).

а. Верхняя корка гидроокислов Mn, Fe (2—7 мм). Вещество корки микрослоистой текстуры, участками комковато-сгусткового, иногда глобулярного строения. В отдельных местах видны реликтовые остатки фораминифер, радиолярий, наннофоссилий. Материал представлен смесью гидроокислов Mn, Fe (85—90%) и выделений изотропного глинисто-кремнисто-фосфатного вещества. Преобладают рентгеноаморфные окислы Mn, Fe, раскристаллизованые в вернадит с примесью гётита, гидрогётита, со следами кварца, натроярозита и, возможно, алунита (?) (см. рис. 63).

б. Нижняя корка гидроокислов Mn, Fe (2—15 мм). Преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, вернадит, с примесью 10 А-манганата, следами кварца, натроярозита (?).

в. Измененная буровато-кремовая порода (глубокофосфатизированный известняк). В шлифе отчетливо видно, что порода представлена глубоко измененным известняком, обломочным, среднезернистым, оолитовым, мелкокомковатым, участками микритовым, с остатками и детритом фораминифер, кораллов, криноидей, спикул губок, кокколитов, диатомовых и другими бноморфными фрагментами, практически нацело замещенными фосфатным почти изотропным веществом. В последнем в виде крапа тонко рассеяны точечные выделения гидроокислов Fe, Mn. В отдельных местах наблюдается относительно более интенсивная фосфатизация, развивающаяся по микрополосчатому фронту, иногда пигментированному гидроокислами Mn, Fe до желтовато-коричневого, черного цветов. Различаются два типа фосфатного вещества: бесцветное и желтоокрашенное с относительно более высоким показателем преломления. Сравнительно редко встречаются реликтовые участки неизмененного карбонатного микрита, иногда содержащие выделення и прожилки крупнозернистого яснокристаллического кальцита гидротермальной природы. На рентгеновских дифрактограммах регистрируются главные компоненты: кальцит, франколит, примесь гидроксилапатита (см. рис. 64).

г. Гидротермально измененные фрагменты брекчии кремового цвета (кальцитизированный, мраморизованный известняк с выделениями и прожилками каолинита, кремнистого вещества). Главные



Рис. 60. Корковидное нарастание гидроокислов Мл, Fe на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-34-Д-1-115-Б, гора Безымянная—640 а, б — вид сверху ($a - под < 60^{\circ}$ С)



Рис. 61. Схемя строения корковидного нарастания гидроокислов Мп, Fe (фрагмент) на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известияке. Обр. 1-34-Д-1-115-Б, гора Безымянная—648

а — блестящие ломкие гидроокислы Mn, Fe, преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, частично раскристаллизованные в вернадит; б — охристые выделения гидроокислов Fe, Mn, преобладают рентгеноаморфные разности; в — бурые выделения гидроокислов Fe, Mn, главные компоненты: рентгеноаморфные гидроокислы Fe, Mn; г — матовые гидроокислы Mn, Fe, преобладают рентгеноаморфные гидроокислы Mn, частично раскристаллизованные в вернадит





Рис. 62. Корковидное нарастание гидроокислов Мп, Fe на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-34-Д-115-2, гора Безымянная—640 *a* — вид сбоку; *б* — вид сверху





а — верхняя корка гидроокислов Мп, Fe, преобладают вернадит с примесью гётита (гидрогётита), следы кварца и натроярозита, алунита (?); б — нижняя корка гидроокислов Мп, Fe, главные компоненты: вернадит, примесь 10 Å-манганата, следы кварца, натроярозита (?); в — измененная буровато-кремовая порода, фосфатизированный известняк, материал представлен кальцитом и франколитом с примесью гидроксилапатита; г — гидротермально измененные кремовые фрагменты брекчии (мраморизованный известняк с примесью слюды, каолинита, кремнистого вещества), главные компоненты: кальцит, отмечаются примесь каолинита, следы слюды, хлорита, гидроксилапатита



Рис. 64. Дифрактограммы материала, слагающего корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке (фрагмент). Обр. 1-34-Д-115-2, гора Безымянная—640

Описание см. на рис. 63



Рис. 65. Дифрактограммы материала, слагающего корковидное нарастание гидроокислов Мл, Fe на изменениом субстрате — фосфатизированном мраморизованном известияке (фрагмент). Обр. 1-34-Д-115-2-г, гора Безымянная—649

Преобладает кальцит, отмечаются примесь каолинита, следы слюды, хлорита. *а* — природный; 6 — насыщенный глицерином; *в* — прокаленный при 550°С

компоненты: кальцит, примесь каолинита, следы слюды, хлорита, франколита, гидроксилапатита (см. рис. 65).

Станция 38 (см. рис. 53—55) находится на западной привершинной части горы Безымянной—640 (15°51,5' с.ш., 36°09,7' з.д., драга). Из коренного залегания оторваны глыбы размером 20—40 см, с неровной бугристой поверхностью, нередко с неправильными воронкообразными углублениями. Поверхность обломков глыб покрыта корковидными нарастаниями гидроокислов Mn, Fe толщиной 1—15 мм. Внутренняя часть глыб представлена гравийно-обломочным, биоморфно-детритусовым известняком, глубоко гидротермально измененным. Глыбы являются фрагментами литифицированных отложений турбидитного потока с отчетливой градационной слоистостью; породы претерпели гидротермальное изменение. На свежем сколе пород видно неравномерное распределение фосфатного вещества гидротермальной природы, локализующееся в субвертикально ориентированных зонах.

Обр. 1-38-Д-124 (рис. 67-69).

а. Верхняя корка гидроокислов, главным образом Mn, Fe (2—15 мм). Главные фазы: рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, частично раскристаллизованные в вернадит (см. рис. 69).

6. Нижняя корка гидроокислов Мп, Fe. Сложена преимущественно рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, вернадитом, с малой примесью гидрогётита, фероксигита, натроярозита (см. рис. 69).

в. Глубоко фосфатизированный известняк. На основании изучения шлифов можно считать, что порода представлена глубокофосфатизированным (70—95%), кальтицитизированным (5—30%) обломочным известняком, сложенным песчано-гравийными фрагментами следующих разностей: 1) форамнанно-фоссилиевых; 2) оолитово-комковатых; 3) микритовых; 4) биоморфно-детритусовых, почти нацело замещенных фосфатом и участками пигментированных, импрегнированных гидроокислами Mn, Fe.





Рис. 66. Корковидное нарастание гидроокислов Мв, Fe на измененном субстрате - фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-34-Д-115-2, гора Безымянная-640

а. 6 - вид сбоку

Кальцит крупнокристаллический гранобластовой структуры, развит в прожилках и выполняет гнезда, каверны.

Различаются два главных этапа фосфатизации: 1) ранний, с замещением непрозрачным микрозернистым фосфатом (франколит) с рассеянными гидроокислами Mn, Fe массы известняка; 2) относительно поздний, развивающийся в виде прожилков, выделений, сложенных бесцветным чистым прозрачным крупнокристаллическим фосфтным веществом (гидроксилапатит) с волнисто-облачным угасанием, относительно более выскими рельфом, показателями преломления. По данным рентгеновской дифрактометрии, главные компоненты: франколит, гидроксилапатит (см. рис. 69), с примесью кальцита, возможно фаррингтонита [Mg(PO₄)₂] (?).

г. Буроватые прожилки, выполненные фосфатным веществом, пигментированным гидроокислами Fe. На рентгеновских дифрактограммах диагностируются гидроксилапатит, франколит с возможной примесью гюролита (Mn, Fe³⁺)₅H₂[PO₄]₄·4H₂O и брушита СаН[PO₄]. 2H₂O (?) (см. рис. 69).

Станция 39 (см. рис. 53—55) находится на вершине горы Безымянной—640. Драгированием поднята плитовидная глыба 20×70 см, сложенная на 80—90% гидроокислами Мп, Fe. В средней части плиты наблюдается тонкозернистая порода, имеющая во влажном состоянии вид обоженной массы, характерны белые, розовые, оранжевые пятнистые выделения, сложенные существенно фосфатизированным материалом, интенсивно импрегнированным гидроокислами Mn. Fe. Встречаются реликты фораминифер, зубов акул, как правило фосфатизированные, реже наблюдаются участки неизмененного обломочного биоморфно-детритусового известняка.

Обр. 1-39-Д-126 (рис. 70-72).

а. Верхняя корка гидроокислов Mn. Fe с характерной бугристой поверхностью (20 мм). Матернал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Fe, Мn, вернадитом с малой примесью гематита (см. рис. 72). 161



Рис. 67. Корковидное нарастание гидроокислов Мп, Fe на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-38-Д-124, гора Безымянная—640 *а* — вид сбоку; *б* — вид сверху





Рис. 69. Дифрактограммы материала, слагающего корковидное нарастание гидроокислов Мв, Fe на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-38-Д-124, гора Безымянная -640

Описание см. на рис. 68

Рис. 68. Схема строения корковидного нарастания гидроокислов Мп, Fe на измененном субстрате фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-38-Д-124, гора Безымянная -- 640

а — верхняя корка гидроокислов Мп, Fe, главные фазы: рентгеноаморфные гидроокислы Мп, Fe, частично раскристаллизованные в вернадит; 6 — нижняя корка гидроокислов Mn, Fe, сложена рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, вернадитом с малой примесью гидрогётита, фероксигита, натроярозита; в — светлый серовато-кремовый материал общей массы измененной породы (глубоко фосфатизированный известняк), главные компоненты: франколит, гидроксилапатит, примесь кальцита и, возможно, фаррингтонита (?) Мд₃(PO₄); г — буроватые прожилки (сложенные фосфатом), пигментированные гидроокислами Fe, главные компоненты: гидроксилапатит, франколит с возможной при-месью (?) гюролита (MnFe³⁺)₃H₂(PO₄)· 4H₂O и брушита CaH(PO₄)· 2H₂O







Рис. 70. Корковидное нарастание гидроокислов Mn, Fe на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-39-Д-126, гора Безымянная—640

а—в — вид сбоку; г. д — вид сверху (отчетливо видны остатки бентосных организмов, главным образом кольчатых червей класса полихета)

6. Участок корки гидроокислов, главным образом, Mn, Fe, микрослоистой текстуры (10—15 мм). Материал представлен преимущественно рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, раскристаллизованными в вернадит с примесью гидрогётита (см. рис. 72).

в. Блестящий, массивный, плотный, сравнительно однородный материал гидроокислов Mn, Fe (10—20 мм). Вещество корки представляет собой агрегат сгустковидных, глобулярных выделений гидроокислов Mn, Fe (0,1—0,3 мм), образующих довольно монолитную массу (80%) с прожилхами, выполненными изотропным кремнисто-глинистым веществом. Материал слагается главным образом вернадитом, с малой примесью бернессита, 10 Å-манганата, рентгеноаморфными гидроокислами Fe, частично раскристаллизованными в фероксигит (8'FeOOH) и гидрогётит (см. рис. 72).

г. Глубоко переработанный материал изначального известняка. Наименее измененные участки представлены известняком обломочным, биоморфно-детритусовым (60%) с остатками фораминифер, кораллов и других фоссилий, неравномерно пятнисто фосфатизированных (25—30%), импрегнированных гидроокислами Fe, Mn (5—10%). В ряде мест фосфатизация достигает 90—95%, по ней развивается







а — верхняя корка гидроокислов Мп, Fe с бугристой поверхностью (20 мм), матернал представлен вернадитом, отмечается малая примесь гематита; 6 — участок корки гидроокислов Мп, Fe микрослонстой текстуры (10—15 мм), материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Мп, Fe, раскристаллизованными в вернадит с примесью гидрогётита; в — блестящий, массивный, плотный, сравнительно однородный материал гидроокислов Мп, Fe (10—20 мм), вещество слагается вернадитом с малой примесью бернессита, 10 Å-манганата, а также рентгеноаморфными гидроокислами Fe, частично раскристаллизованными в фероксигит (δ'FeOOH), гидрогётит; г — глубоко переработанный материал изначального известняка, почти нацело сложенный фосфатами (франколитом, гидроксилапатитом с возможной примесью гюролита, дельвокита, брушита (?)), участками интенсивно импрегнированный, замещенный гидроокислами Мп, Fe (20 мм); г-1 — фосфатный (гидроксилапатит и франколит) прослой, интенсивно импрегнированный гидроокислами Мп, Fe (10 мм); д — нижняя корка, сложенная неплотными сажистыми гидроокислами Мп, Fe (20 мм), материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Мп, Fe, слабо раскристализованными в вернадит

более поздняя кальцитизация. В фосфатизированной микрозернистой массе располагаются пятнистые выделения, прожилки, выполненные гидроокислами Mn, Fe и относительно более позднего микрочешуйчатого селадонитоподобного травянисто-оливкового минерала, отличающегося высокой интерференционной окраской, близкой к гидрослюдам. В некоторых участках Fe-слюды (селадонитизация) развиваются в виде фронта замещения синхронно или несколько позднее выделений гидроокислов Mn. Общее количество Fe-слюды может достигать 15—20%.

На рентгеновской дифрактограмме диагностируются главные фазы: франколит, гидроксилапатит с возможной (?) примесью гюролита (Mn, Fe³⁺)₅H₂[PO₄]₄·4H₂O, дельвоксита Fe³⁺(OH)₅ [PO₄]·3,5H₂O, брушита CaH[PO₄]·2H₂O (см. рис. 72).

r-1. Кремово-серый, участками черный фосфатный прослой гидроксилапатит и франколит), интенсивно импрегнированный гидроокислами Mn, Fe (10 мм).

д. Нижняя корка, сложенная неплотными сажистыми гидроокислами Mn, Fe (20 мм). Материал представлен главным образом рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, слабо раскристаллизованными в вернадит (см. рис. 72).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Информация о химическом составе Mn—Fe-окисных корковидных нарастаний на известковых породах субстрата и их глубокофосфатизированных разностях представлена в табл. 24—27.

Корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe. Анализ распределения содержаний Ti, Al, Si в пределах корковидных нарастаний, сложенных гидроокислами Mn, Fe, и величин отношений Al/Ti, Si/Ti (рис. 73—76, см. табл. 24—27), позволяет



Рис. 72. Дифрактограммы материала, слагающего корковидное нарастание гидроокислов Mn, Fe на измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-39-Д-126, гора Безымянная—640

Описание см. на рис. 71

a

Таблица 24

Химический состав материала, слагающего корковидные нарастания гидроокислов Мл, Fe и измененный субстрат (гидротермально фосфатизированный известияк). Обр. 1-34-Д-115, гора Безымянная-640

Компонент		1-34-Д-115-А				115-2
	a	6	B	Г	a	6
SiO ₂	3,12	5,17	2,03	23,16	1 3,71	3,18
TiO ₁	1,40	0,13	1,69	1,04	1,67	1,40
Al ₂ O ₃	2,06	2,25	1,86	6,70	2,39	2,70
Fe, O, offin	26,23	1,46	19,41	21,29	24,20	26,41
MnOofin	21,81	0,40	16,40	13,18	21,84	21,05
MgO	1,91	1,46	1,89	2,30	2,18	2,23
CaO	3,09	47,60	15,57	2,40	3,59	2,73
P, O.	0,62	0,74	1,25	0,83	0,78	0,78
Na, O	1,47	0,51	1,98	1,61	2,12	1,68
K.0	0,33	0,29	0,25	0,84	0,28	0,29
Fe, O,	Не опр.	Не опр	. Не опр.	Не опр	. Неопр.	He onp.
FeO	**	**	**	**	,,	,,
H ₂ O ⁺	8,68	1,42	7,41	8,48	9,38	8,42
H ₁ O ⁻	20,89	0,63	13,87	12,03	18,99	21,14
CO,	1,00	37,00	9,50	0,80	1,50	0,50
Copr	Нет	Нет	0,30	Нет	Нет	Нет
F	Не опр.	0,62	Не опр.	Неопр	. He onp.	He omp.
Cl	0,87	0,43	,,	0,85	0,82	1,24
SO _s	0,31	-	,,	Не опр	. Неодр	Не опр.
MnO	0,18	Неопр	. 0,44	0,09	0,21	0,14
MnO ₂	26,51	,,	19,56	16,07	26,51	26,63
BaO	0,13	0,01	0,09	0,08	0,12	0,13
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,28	0,1	0,20	0,32	0,27	0,45
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,77	100,19	98,86	98,89	98,72	99,46
$O = Cl_2$	0,20	0,10	0,35	0,19	0,18	0,28
Сумма	98,88	100,09	98,51	98,70	98,54	99,18
Cr	< 65	< 65	<65	<65	<65	<65
Ni	>1500	~ 70	>1500	>1500	>1500	>1500
v	350	< 50	315	310	300	370
Cu	120	< 65	<65	230	140	200
Co	>1000	135	>1000	>1000	>1000	>1000
РЪ	>1000	<50	≈ 1000	410	>1000	>1000
Ga	< 55	<55	<55	<55	<55	<55
Мо	>110,0	6,4	>110,0	>110,0	>110,0	>110,0

Примечание к табл. 24, 25. Главные компоненты (в % вес.) определены методом плазменной спектроскопии; контрольные измерения выполнены стандартными методами мокрой химии; H₂O⁻, CO₂, C_{opr}, Cl, SO₃, P₂O₃ определены стандартными методами мокрой химии; формы Mn (Mn и MnO₂) — по активному кислороду иодометрическим методом. Аналитик М.И. Степанец. Тяжелые металлы (в 10⁻⁴%) определены методом эмиссионной спектроскопии (см. рис. 63, 71). А-а верхняя корка — черные гидроокислы, преимущественно Mn, с охристыми (гидроокислы Fe) и белыми гнездами, выполненными главным образом остаточным, реликтовым веществом от растворения известняка (40 мм), материал представлен рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, слабо раскристаллизованными в вернадит. А-6 — субстрат и реликты белого мраморизованного известняка, главные компоненты: кальцит и гидроксилапатит. А-в —черные, матовые, сажистые гидроокислы, преимущественно Fe, Mn (40—80 мм), представлены главным образом рентгеноаморфным еристе

1-34-Д-115-2		Гора Крунзер (базальты)						
В	Г	2	4	6	7	8		
141	1 8.84	1 34.62	37.12	19.95	21.04	27.08		
0.02	0.18	2.80	2.88	2.36	1.52	2.88		
1 11	4 4 3	15.42	15 51	10.43	9.02	15.37		
0.40	1.89	22.55	18 57	19 90	19.90	24.53		
0.25	0.36	0.14	0.12	0.24	0.52	0.20		
0.64	1.34	4.09	4.50	2.05	2.05	0.82		
51.82	43.04	6.55	9.68	23.05	23.34	8.53		
7.04	0.58	1.26	1.56	10.72	10.20	3.20		
0.40	0.34	3.24	2,66	2.01	2.16	2.83		
0.14	0.59	0.84	0.84	0.89	0.94	1.04		
Heorm	Неопр	19.88	16.37	16.44	16.75	23.58		
ne onp.	ne enp.	2.39	1.97	3.10	2.82	0.85		
,,, 1 04	" 3 01	5.17	3,79	4.06	6.06	7.44		
0.14	1.16	3.28	2.41	1.85	1.82	5.20		
33.60	34.00	0.23	0.37	2.82	1,75	0.78		
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет		
1 24	Неопр	He orm	Неопр	Не опп	Неопр	He onn.		
0.04	0.05	ne onp.	ne onp.	no onp.	no onp.	ne onp.		
Не опр	He out	**	**	"	**	**		
ne onp.	ne onp.	**	**	**	**	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,		
"	**	,,	,,	**	,,	"		
014	0 02	,,	"	**	**	**		
0.00	0,02	**	**	**	**	**		
0.01	0,00	**	**	**	**	**		
0.01	0,00	**	**	**	**	**		
0.00	0.00	**	**	**	**	**		
99.45	93.85	" 99 91	99.76		,, 99,99			
0.01	0.01	Heoun	Неопр	He on	He orn.	Не опр.		
99.44	99.84	99.91	99.76	99.97	99.99	99.80		
<65	<65	-	-	_	-	_		
< 80	190	_	_	_	_	_		
< 50	< 50	_	_	_	-	-		
< 65	< 65	_	_	_	_	_		
< 50	78	_	_	_	_	_		
< 50	< 50	_	_	_	_	-		
< 55	< 55	-	_	_	_	_		
<6.0	6.3		_	-	_	-		

вещества, сложенного рентгеноаморфными гидроокислами Fe, Mn и кальцитом с примесью каолинита, слюды, следовыми количествами хлорита, франколита, гидроксилапатита. 2-а — верхняя корка гидроокислов Mn, Fe, преобладают вернадит с примесью гётита, гидрогётита, следы кварца, натроярозита и алуцита (?). 2-б — нижняя корка гидроокислов Mn, Fe, главные компоненты: вернадит, примесь 10 А-манганата, следы кварца, натроярозита (?). 2-в — измененная буровато-кремовая порода (фосфатизированный мраморизованный известняк), материал представлен кальцитом, франколитом с примесью гидроксилапатита. 2-г — гидротермально измененные кремовые фрагменты брекчии (мраморизованный известняк с примесью каолинита, кремнистого вещества), главные компоненты: кальцит, отмечается примесь каолинита, следы слюды, хлорита, франколита, гидроксилапатита. Обр. 2, 4, 6—8 — гидротермально измененные фосфатизированные базальты, гора Круизер (по Б.П. Золотареву, В.А. Ерощеву-Шак).

Таблица 25

Элементарный химический состав и величины отношений компонентов материала, слагающего корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe и измененный субстрат (гидротермально фосфатизированный известняк). Обр. 1-34-Д-115, гора Безымянная –640

Компоненты		1-34-Д	1-34-Д-115-2			
	a	б	B	г	8	6
Si	1,457	2,414	0,948	10,816	1,733	1,485
Ti	0,839	0,078	1,012	0,623	1,0003	0,839
Al	1,09	1,19	0,984	3,544	1,264	1,428
Fe _{вал}	18,345	1,021	13,575	14,89	16,925	18,471
Мп _{вал}	16,889	0,31	12,7	10,207	16,913	16,301
Mg	1,152	0,88	1,14	1,387	1,315	1,345
Ca	2,209	34,034	11,133	1,716	2,567	1,952
P	0,271	0,323	0,546	0,362	0,34	0,34
Na	1,091	0,378	1,469	1,195	1,573	1,247
К	0,274	0,241	0,208	0,697	0,232	0,241
Fe ³⁺	_	_	_	-	-	_
Fe ²⁺	-	_	-	_	-	_
Mn ²⁺	0,13 9	_	0,341	0,07	0,163	0,108
Mn ⁴⁺	16,752	_	12,36	10,155	16,752	16,196
Ba	0,116	0,009	0,081	0,072	0,108	0,116
Ni	0,22	0,008	0,157	0,252	0,212	0,354
Σ (Ni + Cu + Co)	0,332	0,028	0,264	0,375	0,326	0,474
Σ (Ni + Cu + Co)/Mn	0,0196	0,0903	0,0208	0,0367	0,0193	0,0291
Σ (Ni + Cu + Co)/Fe	0,018	0,027	0,019	0,025	0,019	0,026
Ca/Ti	2,633	436,33	11,001	2,754	2,566	2,327
Mg/Ti	1,373	11,282	1,126	2,226	1,315	1,603
P/Ti	0, 32 3	4,141	0,54	0,581	0,34	0,405
K/Ti	0,327	3,09	0,206	1, 119	0,232	0,287
Mn(II)/Mn _{вал}	0,0082	_	0,0269	0,0069	0,0096	0,0066
Fe(II)/Fe _{вал}	_	-	-	-	_	-
Al/Ti	1,299	15,256	0,972	5,689	1,264	1,702
Fe/Ti	21,865	13,09	13,414	23,9	16,92	22,015
Mn/Ti	20,13	3,974	12,549	16,384	16,908	19,429
Mn/Fe	0,921	0,304	0,936	0,685	0,999	0,883
Ni/Mn	0,013	0,026	0,012	0,025	0,013	0,022
Cu/Mn	0,0007	0,021	0,0005	0,0022	0,0008	0,0012
Co/Mn	0,006	0,044	0,008	0,010	0,006	0,006
Co/Fe	0,005	0,013	0,007	0,007	0,006	0,005
Cu/Fe	0,001	0,006	0,0004	0,002	0,001	0,001
Ni/Ti	0,012	0,008	0,012	0,017	0,013	0,019
Si/Ti	1,737	30,949	0,937	17,361	1,732	1,77
Ba/Ti	0,138	0,115	0,080	0,116	0,108	0,138

сделать вывод, что формирование этих корок происходило вследствие отложения гидроокисных соединений Mn, Fe, сопровождаемого замещением карбонатного вещества известнякового субстрата. Этот вывод согласуется с приведенными выше данными наблюдений под микроскопом о замещении с образованием псевдоморфоз гидроокислов Mn, Fe по остаткам раковин фораминифер, наннофоссилий, другим биоморфным реликтам и общей массе известняка. Если принять, что в Mn—Fe-окисных корках гидрогенного происхождения (на примере корок, разви-

1-34-Д-115-2		Гора Круизер (базальты)						
В	Г	2	4	6	7	8		
0,658	4,128	16,168	17,335	, 9,317	9,826	12,646		
0,012	0,108	1,677	1,725	1,414	0,91	1,725		
0.587	2,343	8,157	8,205	5,517	4,772	8,131		
0.280	1,322	15,762	12,98	13,908	13,91	17,153		
0,194	0,279	0,108	0,093	0,186	0,403	0,155		
0.386	0,808	2,466	2,714	1,236	1,236	0,494		
37,051	30,774	4,683	6,921	16,481	16,688	6,099		
3.073	0.253	0.55	0,681	4,679	4,452	1,397		
0.297	0.252	2,404	1,974	1,491	1,603	2,1		
0,116	0,49	0,697	0,697	0,739	0,78	0,863		
-	-	13,904	11,449	11,498	11,715	16,492		
-	-	1,858	1,531	2,410	2,192	0,661		
-	-	-	_	-	-	_		
-		-	-	-	-	-		
0,125	0,018	_	_	_	_	-		
0,008	0,016	_	_	-	-	_		
0,020	0,030	_	-	_	-	_		
0,1005	0,1086	-	-	-	-	-		
0,0697	0,023	-	-	-	-	-		
3087,58	284,94	2,792	4,012	11,656	18,338	3,536		
32,167	7,482	1,47	1,573	0,874	1,358	0,286		
256,083	2,343	0,328	0,395	3,309	4,892	0,81		
9,667	4,537	0,416	0,404	0,523	0,857	0,500		
-	-	-	-	-	-	-		
-	-	0,12	0,118	0,18	0,158	0,039		
48,917	21,694	4,864	4,757	3,902	5,244	4,714		
23,317	12,241	9,288	9,03	9,071	15,018	9,905		
16,167	2,583	0,064	0,054	0,132	0,443	0,09		
0,693	0,211	0,007	0,006	0,015	0,029	0,009		
0,041	0,057	-	-	-		-		
0,034	0,023	-	-	-	-	-		
0,026	0,028	-	-	-	-	-		
0,018	0,006	-		_	-	-		
0,023	0,005	_	_	-	_	_		
0,029	0,012	_	_	-	-	_		
54,833	38,222	9,641	10,049	6,589	10,798	7,331		
10,417	0,167	-	-	-	-	-		

тых на подводных горах Гвинейского залива) [Ridout et al., 1984] содержание Ti 0,32—0,48%, а для гидротермальных нарастаний гидроокислов Fe, Mn [Cronan, 1976; Toth, 1980; Varentsov et al., 1983] концентрация Al редко превышает 0,1—0,3% и Ti не более 0,1%, то в рассматриваемых корках количество Ti меняется от 0,6 до 1,1%, а Al достигает 2,43%. Для понимания генезиса существенно, что в верхних корках содержание этих компонентов заметно выше, чем в нижних. Считая, что в замещаемом известняке изначальная концентрация Ti не превышает 0,01—0,08%

Таблица 26

Компонент		1-38-Д-124						
	8	6	В	Г				
SiO	1,29	1,82	0,64	2.56	Т			
TiO,	1.06	1,17	0.03	0.05				
Al, 0,	1,75	1,92	0,87	1,48				
Fe O Om	18,98	21,64	0,78	8,67				
MnOofu	27,16	26,75	0,25	0,41				
MgO	2,64	2,75	0,84	1,04				
CaO	5,95	3,81	49,56	44,14				
P ₂ O ₅	1,42	0,89	30,28	23,16				
Na, O	1,92	1,85	2,04	1,56				
К,0	0,36	0,38	0,18	0,37				
Fe, O,	Не опр.	Не опр.	0,38	Не опр.				
FeO	,, _	"	0,36	"				
H, O*	8,80	8,09	1,33	4,02				
H,O-	17,94	18,81	1,10	1,62				
co.	1,50	1.00	8,60	9,70				
Conr	Нет	0,14	Нет	0,38				
F	Не опр.	Не опр.	2,44	Не опр.				
Cl	1,24	1,17	0,28	0,32				
SO,	Не опр.	Не опр.	Не опр.	He onp.				
MnO	0,21	0,15	"	"				
MnO,	33.03	32,60	"	• • • •				
BaO	0,16	0,15	0,01	0.00				
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00				
Cr. 0.	0,00	0,00	0,00	0,02				
NiO	0,45	0,44	0,01	0,01				
ZnO	0,00	0,00	0.00	0,00				
Сумма	98,70	98,78	99,98	99,51				
$O = Cl_{2}$	0,28	0,26	0,06	0,07				
Сумма	98,42	98,52	99,92	99,44				
Cr	<65	<65	120	_				
Ni	>1500	>1500	<80	_				
v	320	325	<50	_				
Cu	<65	<65	<65	-				
Co	>1000	>1000	<50	-				
РЪ	>1000	>1000	<50	-				
Ca	<55	<55	<55	-				
Мо	>110,0	>110,0	\$6.0	_				

Химический состав материала, слагающего корковидные нарастания гидроокислов Мл, Fe и измененный субстрат (гидротермально фосфатизированный известняк). Обр. 1-38-Д-124, 1-39-Д-126, гора Безымянная-640

Примечание к табл. 26, 27. Главные компоненты (в % вес.) определены методом плазменной спектроскопии; контрольные измерения выполнены стандартными методами мокрой химии; H_2O^* , H_2O^- , CO_2 , C_{opr} , Cl, SO₃, P₂O₃ определены стандартными методами мокрой химии; формы Mn (MnO, MnO₂) — по активному кислороду иодометрическим методом. Аналитик М.И. Степанец. Тяжелые металлы (в 10⁻⁴%) определены методом эмиссионной спектроскопии. 124-а — верхняя корка гидроокислов пренмущественно Mn, Fe, главные фазы: рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, частично раскристаллизованные в вернадит. 124-6 — нижияя корка гидроокислов Mn, Fe, сложена преимущественно корка примесью гидрогётита, фероксигита, натроярозита. 124-в — светлый сероватокремый материал общей массы измененной породы (глубоко фосфатизированный известняк), главные компоненты: франколит, гидроксилапатит, примесь каолинита, возможно фаррингтонита (?). 124-г —

1-39-Д-126					Морские фосфориты		
8	б	В	г	д	Интервал	(среднее)	
2,12	1,70	1,76	3,42	2,44	0,16-45,00	(13,00)	
1,55	1,17	1,06	0,42	1,72	0,003-0,70	(0,10)	
1, 74	1,09	1,15	2,09	1,91	0,02-6,0	(1,30)	
24,59	20,78	21,85	8,38	22,86	0,07-9,80	(1,70)	
23,26	27,05	27,10	5,59	23,54	0,10-1,50	(0,40)	
2,08	2,12	1,89	1,20	2,28	0,40-3,50	(1,50)	
3,02	3,48	3,30	38,44	3,69	_		
0, 69	0,79	0,64	21,89	0,68	-		
1,64	1,77	1,62	1,26	2,04	-		
0,2 9	0,36	0,33	0,35	0,31	0,10-2,00	(0,40)	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр	-		
**	**	**	**	**	-		
8,6 9	8,32	8,66	2,88	8,35	-		
21 ,9 6	22,16	21,62	2,89	20,08	-		
1,50	0,75	0,55	7,30	1,65	-		
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	-		
Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,51	Не опр.	-		
1,05	1,03	0,96	0,32	1,10	-		
0,45	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-		
0,19	0,08	0,18	0,28	0,14	-		
28,28	33,06	32,98	6,51	28,68	-		
0,13	0,16	0,16	0,04	0,12	Ba: 10-900	(100)	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08-0,50	(0,15)	
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	_		
0,41	0,41	0,39	0,19	0,35	-		
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-		
100,38	99,62	99,59	100,39	98,70	-		
0,24	0,23	0,21	0,07	0,25	-		
100,14	99,39	99,38	100,32	98,45	-		
<65	<65	<65	130	< 65	3-200	(30)	
>1500	>1500	>1500	>1500	>1500(3500)	2-200	(15)	
325	315	340	130	310(1000)	10-160	(30)	
<65	<65	<65	そ150	ミ150	1-60	(20)	
>1000	>1000	>1000	∕≈1000	>1000(2160)	5-50	(8)	
>1000	>1000	>1000	340	>1000	1-100	(10)	
<55	<55	<55	<55	<55	_		
>110,0	>110,0	>110,5	46,5	>110,0	2-30	(6)	

буроватые прожилки (сложенные фосфатом) пигментированы гидроокислами железа, главные компоненты: гидроксилапатит, франколит, возможна примесь гюролита (?), брушита (?). 126-а — верхняя корка гидроокислов, преимущественно Mn, Fe с бугристой поверхностью (20 мм), материал представлен главным образом рентгеноаморфными окислами Mn, Fe, частично раскристаллизованными в вернадит, отмечается малая примесь гидрогётита. 126-б — участок корки гидроокислов, главным образом Mn, Fe, микрослонстой текстуры (10—15 мм), материал представлен преимущественно рентгеноаморфными гидроокислави Mn, Fe, раскристаллизованными в вернадит с примесью гидрогётита. 126-в — бесцветный, массивный, плотный, сравнительно однородный материал гидроокислов Mn, Fe (10—20 мм), вещество сложено главным образом вернадитом, с малой примесью бернессита, 10 Å-манганата. 126-г — глубоко

Таблица 26 (окончание)

гюролита, дельвоксита, брушита (?) и франколит), участками интенсивно импрегнированное, замещенное гидроокислами Mn, Fe. 126-д — нижняя корка, сложенная плотными сажистыми гидроокислами Mn, Fe (20 мм), материал представлен главным образом рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe, слабо раскристаллизованными в вернадит. Интервал и среднее содержание главных компонентов, тяжелых металлов в морских фосфоритах [Батурин, 1978; Manhein, Gulbrandsen, 1979; Kolodny, 1979].

1—3— гидротермальные Мп-окисные корки, юго-западная часть Тихоокеанской островной дуги, обр. U-23/1 [Cronan et al., 1982]: 1— поверхностного гранулярного слоя, 2— слой в интервале 10—15 мм от поверхности, 3— базального гранулярного слоя; 4— гидрогенные Мп-окисные накопления, средний состав, Тихий океан [Cronan, 1976]; 5— диагенетические Мп—окисные накопления [Cronan, 1976]; 6—10— Мп-окисные корки, конкреции различных обстановок Мирового океана [Toth, 1980]: 6—8— гидротермальные Мп-окисные корки, конкреции различных обстановок Мирового океана [Toth, 1980]: 6—8— гидротермальные Мп-окисные корки, конкреции различных обстановок Мирового океана [Toth, 1980]: 6—8— гидротермальные Мп-окисные корки. 6— обр. МN 1848, полигон ТАС, Атлантика, 7— обр. MN 1750, полигон Галапагос, Тихий океан, 8— обр. MN 1777, полигон Famous, Атлантика, 9— Мп-окисная конкреция, обр. MN 1641, северная часть Тихого океана, 10— гидрогенная Mn-окисная корка, обр. MN 1660, район хребта Хуан до Фука, Тихий океан.



Рис. 73. Распределение величии отношений Al/Ti, Si/Ti, Mn/Ti, Fe/Ti, P/Ti в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe, измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке (обр. 1-34-Д-1-115-А, гора Безымяниая—640) и фосфатизированных щелочных базальтах горы Круизер (см. табл. 25)

Описание см. на рис. 57





Описание см. на рис. 63



Рис. 75. Распределение величин отношений Al/Ti, Si/Ti, Mn/Ti, Fe/Ti, P/Ti в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe и изменениом субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-38-Д-124, гора Безымянная—640 (см. табл. 27)

Описание см. на рис. 68

Таблица 27

Элементарный химический состав и величины отношений компонентов материала, слагающего корковидные нарастания и измененный субстрат (гидротермально переработанный фосфатизированный известияк). Обр. 1-38-Д-124, 1-39-Д-126, гора Безымянная-640 (см. рис. 57-59, 78, 86)

Компонент		1-38-Д-124				126
	a	6	в	r	a	6
Si	0.602	0.85	0,299	1.196	l 0.99	0.794
Ti	0.635	0,701	0.018	0.03	0,928	0.701
AI	0,926	1,016	0,460	0,783	0,92	0,577
Fe _{вал}	13,275	15,135	0,546	6,064	17,198	14,534
Млвал	21,022	20,705	0,194	0,317	18,003	20,937
Mg	1,592	1,658	0,507	0,627	1,254	1,278
Ca	4,254	2,724	35,435	31,56	2,159	2,488
Р	0,71	0,445	15,14	11,58	0,345	0,395
Na	1,425	1,373	1,514	1,158	1,217	1,313
K	0,299	0,315	0,149	0,307	0,241	0,299
Fe ³⁺	_	_	0,266	_	_	-
Fe ²⁺	-	-	0,28	-	_	_
Mn ²⁺	0,163	0,116	_		0,147	0,062
Mn ⁴⁺	20,872	20,59	-	-	17,87	20,891
Ba	0,143	0,134	0,009	_	0,116	0,143
Ni	0,354	0,346	0,008	0,008	0,322	0,322
Σ (Ni + Cu + Co)	0,461	0,453	0,02	_	0,429	0,429
Σ (Ni + Cu + Co)/Mn	0,022	0,022	0,103	_	0,024	0,02
Σ (Ni + Cu + Co)/Fe	0,035	0,03	0,037	_	0,025	0,03
Ca/Ti	6,699	3,886	1968,61	1052,0	2,327	3,549
Mg/Ti	2,507	2,365	28,167	20,9	1,351	1,823
P/Ti	1,118	0,635	841,111	386,0	0,372	0,563
K/Ţį、	0,471	0,449	8,278	10,233	0,26	0,427
Mn ^{II} /Mn _{вал}	0,008	0,006	-		0,008	0,003
Fe ¹¹ /Fe _{вал}	-	_	0,513	-	-	
Al/Ti	1,458	1,449	25,556	26,1	0,991	0,823
Fe/Ti	20,906	21,591	30,333	202,133	18,532	20,733
Mn/Ti	33,106	29,536	10,778	10,567	19,40	29,867
Mn/l ⁻ e	1,584	1,368	0,355	0,052	1,047	1,441
Ni/Mn	0,017	0,017	0,041	0,025	0,018	0,015
Cu/Mn	0,0003	0,0003	0,034	-	0,0004	0,0003
Co/Mn	0,005	0,005	0,026		0,006	0,005
Со/Ге	0,008	0,007	0,009	-	0,006	0,007
Cu/I [.] e	0,0005	0,0004	0,012	-	0,0004	0,0004
Ni/Ti	0,027	0,023	0,015	0,001	0,019	0,022
Si/Ti	0,948	1,213	16,611	39,867	1,067	1,133
Ba/Ti	0,225	0,191	0,500	-	0,125	0,204

(см. табл. 24—27), что близко к среднему содержанию этого элемента в глубоководных известковых осадках (0,077%) [Turekian, Wedepohl, 1961], и принимая, что Ті в рассматриваемых условиях характеризуется минимальной подвижностью, преимущественно накапливаясь в остаточных от растворения продуктах, можно прийти к выводу, что формирование весовой единицы гидроокислов Mn—Fe-корки связано приблизительно с растворением 6—10 соответствующих единиц известняка. При этом главные рудные компоненты: Mn, Fe и другие — привносились главным

	1-39-Д-126				2	4
 в	г	д		2	3	
 ۱ 0.822	1.597	۱ 1.139	۱ _	-	-	-
0.635	0.252	1.03	_	_	_	_
0.608	1,106	1.01	0.25	0.02	0.28	3.1
15,282	5,861	15,988	0,24	0.01	0,32	12,0
20,975	4,327	18,22	52.0	49.0	46.0	20.0
1,14	0,724	1,375	_	_	_	_
2,36	27,485	2,638	2,1	1,9	1,9	2,0
0,32	10,945	0,34	_	_	_	_
1,202	0,934	1,514		-	, –	_
0,274	0,291	0,257	-	_	-	-
-	-	-	-	_	-	_
_	-	-	_	-	_	_
0,139	0,217	0,108	-	-	-	_
20,84	4,114	18,123		-	-	-
0,143	0,036	0,108	-	-	-	-
0,307	0,149	0,275	0,0320	0,0015	0,0480	0,63
0,414	0,264	0,506	0,042	0,005	0,066	1,36
0,02	0,061	0,028	0,0008	0,0001	0,0014	0,068
0,027	0,045	0,032	0,175	0,5	0,206	0,113
3,717	109,067	2,561	-	-	-	
1,795	2,873	1,335	-	-	-	-
0,504	43,433	0,33	_	-		-
0,431	1,155	0,25	-	-	-	-
0,007	0,05 🦯	0,006	-	-	-	-
-	_	-	-	<u>. </u>	-	-
0,957	4,389	0,981	-	_	_	_
24,066	23,258	15,522	-	_		-
33,031	17,171	17,689	-	-	-	-
1,373	0,738	1,140	216,67	4900,0	143,75	1,667
0,015	0,034	0,015	0,0006	0,00003	0,001	0,032
0,0003	0,003	0,0008	0,0002	0,0001	0,0004	0,02
0,005	0,023	0,012	0,00001	0,00001	0,00003	0,017
0,007	0,017	0,014	0,0013	0,03	0,0038	0,028
0,0004	0,003	0,0009	0,042	0,34	0,053	0,033
0,02	0,025	0,017	0,133	0,15	0,15	0,053
1,294	6,337	1,106		0,0003	0,0012	0,34
		Со	0,0003	0,0034	0,0170	0,39
		Cu	0,01			
0,225	0,143	0,105				

образом гидротермальными растворами, а Al и Ti имеют преимущественно остаточную природу.

Остаточный характер нахождения Ті в Мп— Fe-гидроокисных корках несколько снижает возможность оценки непосредственного распределения величин отношений Mn/Ti и Fe/Ti, которые обобщенно характеризуют интенсивность аккумуляции гидроокисных фаз этих металлов из растворов. Тем не менее полученные данные (см. табл. 24—27) свидетельствуют, что в разных участках горы Безымянной—640 12. Зак. 1521

$I a \cup J h u a 2 / (UKUHann)$	Т	ца 27 (о	кончание
----------------------------------	---	----------	----------

Компонент	5	6	7	8	9	10
Si	-	t 0,97	0,04	19,0	5,58	12,5
Ti	-	-	-		-	-
Al	_	0,43	0,06	0,02	1,03	2,9
Fe _{вал}	1,6	0,14	0,21	25,4	22,3	18,4
Мп _{вал}	34,0	44,2	52,5	4,4	18,5	11,0
Mg	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-
Na		-	-	-	-	-
K	-	_	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	_	-	-	-	_	-
Mn ²⁺	-	-	-	-	-	_
Mn ⁴⁺	-	-	-	-	-	-
Ba	_	-	_	_	_	-
Ni	0,097	0,0782	0,0067	0,0006	0,1880	0,1539
Σ (Ni + Cu + Co)	0,17	0,137	0,016	0,002	0,714	0,227
Σ (Ni + Cu + Co)/Mn	0,005	0,003	0,0003	0,0005	0,039	0,021
Σ (Ni + Cu + Co)/Fe	0,106	0,979	0,076	0,0001	0,032	0,012
Ca/Ti	_	_	-	_	_	_
Mg/Ti	-	-	-	-	_	_
P/TI	_	-	_	-	-	-
K/Ti	-	-	_	-	_	_
Mn ^{II} /Mn _{Ban}	_	-	_	_		_
Fe ^{II} /Fenan	-	-	-	_	_	-
Al/Ti	_	_	_	_	-	_
Fe/Ti	_	_	-	_	_	_
Mn/Ti	_	-	-	_		
Mn/Fe	21.25	315.71	250.0	0.173	0.829	0.598
Ni/Mn	0.003	0.002	0.0001	0.0001	0.01	0.014
Cu/Mn	0.002	0.0013	0.0002	0.0002	0.004	0.0029
Co/Mn	0,0002	0,00007	0,00002	0,0001	0,025	0,0037
Co/Fe	0,0047	0,022	0,0045	0,00002	0,020	0,0022
Cu/Fe	0,041	0,396	0,042	0,00004	0,0032	0,0018
Ni/Ti	0,061	0,559	0,032	0,00002	0,0084	0,0084
Si/Ti	0,0075	0,0031	0,00095	0,00051	0,4540	0,0411
	0.0650	0.0555	0.0088	0.00093	0,719	0.0324
Ba/Ti	-,,•	-,				

реализуются три возможных случая: максимальное накопление Mn, Fe в верхней, приповерхностной, корке (станция 34, см. рис. 55, 73); 2) верхняя, приповерхностная, и нижняя, подошвенная, корки отличаются примерно близкими по интенсивности нарастаниями гидроокислов Mn, Fe (станции 34, 38, см. рис. 55, 74, 75); 3) максимальная аккумуляция гидроокислов Mn, Fe отмечается в основании корковидного нарастания, близ контакта с глубокофосфатизированным известняком. В данном случае гидроокислы Mn, Fe отличаются сравнительно высокими концентрациями P (станция 39, см. рис. 55, 76). Устанавливается достаточно выраженная тенденция: интенсивность накопления Mn—Fe-гидроокисных корковидных нарастаний возрастает к привершинной части горы.

Рассмотрение соотношений Al-Mn (рис. 77, см. табл. 24-27) и сопоставление с



Рис. 76. Распределение величин отношений Al/Ti, Si/Ti, Mn/Ti, Fe/Ti, P/Ti в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe и измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-39-Д-126, гора Безымянная—640 (см. табл. 27) Описание см. на рис. 71

известными данными для гидротермальных, гидрогенных корок, конкреций позволяют выделить на корреляционной диаграмме три главных генетических поля точек: I — гидротермальных накоплений, отличающихся широкими вариациями содержаний Mn, Fe, но крайне низкими концентрациями Al: 0,25% [Cronan, 1976; Cronan et al., 1982; Toth, 1980; Varentsov et al., 1983]; II — отвечающих исследуемым Mn—Fe-гидроокисным корковидным образованиям и занимающих переходное положение между гидротермальными и гидрогенными корками; III — гидрогенных корок: условная граница проводится по величине концентрации Al > 2,5%.

При всей отчетливости выделенных генетических полей необходимо пояснить, что точка, соответствующая гидрогенной конкреции MN 1641 N. Pac. [Toth, 1980], может рассматриваться как продукт переходной природы (см. рис. 77, табл. 27). Таким образом, по соотношению Al—Mn обсуждаемые Mn—Fe-гидроокисные корковидные накопления относятся к образованиям гидротермальной природы, испытавшим гидрогенное воздействие, что находит четкое отражение на тренде единого генетического континиума от гидротермальных образований к гидрогенным (см. рис. 77). Сделанный вывод не противоречит приведенным выше данным о строении корок, их соотношениям с глубокофосфатизированным известняковым субстратом.

Распределение величин отношений Mn/Fe в составляющих корковидных нарастаний варьирует в относительно ограниченных пределах (0,304—1,584) и, как правило, близко к 1 (рис. 78—80, см. табл. 25, 27). В большинстве случаев нижние (подошвенные) корки являются сравнительно более железистыми, нежели верхние, а общая их марганценосность возрастает к привершинным участкам горы Безымянной—640. Эти данные могут быть интерпретированы как свидетельство неясно выраженного слабого градиента режима pH и Eh на пути движения гидро₿К. 78



термальных растворов, общего усиления их подтока в этой привершинной части поднятия (станция 39, обр. 1-39-Д-126, рис. 81). Высказанное положение согласуется с относительно глубокой замещенностью, интенсивым развитием Гидроокисных фаз: примерно 3/4 изначально известняковой плиты (см. рис. 71, 81) сложено соединениями Mn, Fe, остальное представлено фосфатным веществом, практически нацело замещающим биоморфно- детритусовый известняк.

Распределение величин отношений (Ni + Cu + Co)/Mn, Cu/Fe, Ba/Ti не характеризуется сколь-либо выраженными тенденциями, что указывает на относительно постоянное содержание тяжелых металлов в питающих растворах и известную устойчивость физико-химических условий накопления вещества Mn—Fe-гидроокисных корок (см. рис. 78—81).

Из анализа отношений (Ni+Cu+Co)/Mn с очевидностью следует, что поля гидротермальных (I), переходных (II) и гидрогенных (III) корковидных нарастаний резко разобщены на корреляционной диаграмме (рис. 82, см. табл. 25, 27). Так же как и при рассмотрении соотношений Al—Mn (см. рис. 77), изучаемые компоненты Mn—Fe-корок горы Безымянной —640 принадлежат к образованиям переходной природы: гидротермальные Mn—Fe-корковидные нарастания в заметной мере испытали гидрогенное воздействие — сорбционное накопление тяжелых металлов из придонной морской воды. Однако геохимическое поведение тяжелых металлов в толще океанической воды и гидротермальных обстановках океанической литосферы характеризуется более выраженной контрастностью по сравнению с Al. Эти геохимические различия проявляются в четкой обособленности полей различной природы для гидроокисных соединений Mn, Fe [Commeau et al., 1984; Cronan, 1976; Cronan et al., 1982; Halbach, Puteanus, 1984; Morten et al., 1980; Ridout et al., 1984; Toth, 1980].

Продукты фосфатизации. Выше было показано, что образование фосфатов, представленных преимущественно франколитом и, в меньшей мере, гидроксилапатитом, связано со сравнительно ранними гидротермальными изменениями известняков субстрата. Если в средней части склонов горы Безымянной—640 (станция 34, см. рис. 53—55) развитие фосфатизации носит неравномерный характер, наблюдается лишь частичное замещение известняков, то по направлению к вершине (станции 38, 39) интенсивность этого процесса существенно возрастает. На привершинных участках этого поднятия известняки практически нацело замещены фосфатами нескольких генераций (франколитовая, гидроксилапатитовая), развитие которых предшествовало массированному отложению гидроокислов Mn, Fe.

В табл. 26 приведены интервалы и средние содержания главных компонентов и тяжелых металлов в осадочных фосфатах. Из сопоставления представленных данных нетрудно видеть, что концентрации этих элементов в исследуемых фосфатах не

Рис. 78. Распределение величин отношений Mn/Fe, Σ(Ni+Cu+Co)/Mn, Cu/Fe, Ba/Ti в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe и измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-34-Д-1-115-А, гора Безымянная—640 (см. табл. 25, 27)

Минеральный состав: 1 — рентгеноаморфные гидроокислы Мп, Fe, 2 — вернадит, 3 — кальцит с примесью, прожилками каолинита и других глинистых минералов, 4 — фосфаты. Описание см. на рис. 57

Рис. 77. Соотношение Al—Mn для компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe и измененного субстрата — фосфатизированного мраморизованного известияка. Обр. 1-34-Д-1-115-А, 1-34-Д-115-2, 1-38-Д-124, 1-39-Д-126, гора Безымяниая—640

Для сопоставления приведены данные для гидротермальных, гидрогенных, Мп-окисных корок и диагенетических конкреций океана [Cronan, 1976; Cronan et al., 1982; Toth, 1980]. 1, 3, 9, 11 — компоненты корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe: 1 — обр. 1-34-Д-1-115-А, 3 — обр. 1-34-Д-115-2, 9 — обр. 1-38-Д-124, 11 — обр. 1-39-Д-126; 2, 4, 10, 12 — субстрат — компоненты фосфатизированного известняка: 2 — обр. 1-34-Д-1-115-А, 4 — обр. 1-34-Д-115-2, 10 — обр. 1-38-Д-124, 12 — обр. 1-39-Д-126; 5 — фосфатизированные щелочные базальты, гора Круизер; 6—8 — Мп-окисные корки конкреций Мирового океана [Cronan, 1976; Cronan et al., 1982; Toth, 1980]: 6 — гидротермальные, 7 — гидрогенные, 8 — диагенетические. Поля Мп-окисных корок: 1 — гидротермальных, III — смешаных, III — гидрогенных



Рис. 79. Распределение величии отношений Мп/Fe, Σ(Ni+Cu+Co)/Мп, Cu/Fe, Ва/Ті в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Мп, Fe и изменениом субстрате — фосфатизированном мраморизованном известняке. Обр. 1-34-Д-115-2, гора Безымяниая—640 (см. табл. 25)

Минеральный состав: 1 — рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe, 2 — вернадит, 3 — гётит (гидрогётит), 4 — 10 Å-манганат, 5 — кальцит, 6 — фосфаты: франколит, 7 — каолинит с примесью иных глинистых минералов. Описание см. на рис. 63



Рис. 80. Распределение величин отношений Mn/Fe, Σ(Ni + Cu + Co)/Mn, Cu/Fe, Ba/Ti в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe и измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известияке. Обр. 1-38-Д-124, гора Безымянная—640 (см. табл. 27)

Минеральный состав: 1 — рентгеноаморфные гидроокислы Мп, Fe, 2 — вернадит, 3 — гётит (гидрогётит), 4 — фосфаты: гидроксилапатит, франколит. Описание см. на рис. 68



Рис. 81. Распределение величии отношений Мп/Fe, Σ(Ni+Cu+Co)/Mn, Cu/Fe, Ba/Ti в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe и измененном субстрате — фосфатизированном мраморизованном известивке. Обр. 1-39-Д-126, гора Безымянная—640 (см. табл. 26, 27)

Минеральный состав: 1 — вернадит, 2 — гематит, 3 — рентгеноаморфные гидроокислы Мп, Fe, 4 гётит (гидрогётит), 5 — бернессит, 6 — фосфаты: гидроксилапатит, франколит. Описание см. на рис. 71



Рис. 82. Соотношение Мп—Σ(Ni+Cu+Co) для компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Мп, Fe и измененного субстрата — глубоко гидротермально фосфатизированного известняка Описание и условные обозначения см. на рис. 77


Рис. 83. Соотношение А!-Р для компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe и измененного субстрата - глубоко гидротермально фосфатизированного известняка

Описание и условные обозначения см. на рис. 77



Рис. 84. Соотношение Fe_{вал}-Р для компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Ми, Fe и измененного субстрата - глубоко гидротермально фосфатизированного известняка Описание и условные обозначения см. на рис. 77



Рис. 85. Соотношение Si—Р для компонентов корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe и измененного субстрата — глубоко фосфатизированиого известняка

Описание и условные обозначения см. на рис. 77

выходят за границы значений, характерных для осадочных образований. Однако они существенно отклоняются от средних величин, что отражает специфику гидротермального генезиса. Например, наиболее чистые фосфатные разности (обр. 1-38-Д-124-в: P₂O₅ 30,28%, CaO 49,56%, см. табл. 26), сложенные франколитом и гидроксилапатитом с малой примесью кальцита и, возможно (?), фаррингтонита (Mg₃[PO₄]₂), характеризуются крайне низкими концентрациями TiO₂ (0,03%) и всей группы тяжелых металлов: Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Ca, Mo. B других случаях относительно высокие содержания тяжелых металлов в фосфатах связаны с более поздним наложением выделений гидроокислов Mn, Fe. Данные по структурным соотношениям, минеральному и химическому составу (рис. 83-85, см. табл. 24-27) свидетельствуют, что главная роль при формировании рассматриваемых фосфатов принадлежала взаимодействию фосфатоносных гидротермальных растворов с ионами Ca²⁺, высвобождавшимися при растворении известняков.

О ГЕНЕЗИСЕ

Корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe. Корки, выделения, глубокая импрегнация гидроокислами Mn, Fe известняковых пород, плащевидно покрывающих вулканиты горы Безымянной—640, широко распространены на этом поднятии. Интенсивность развития корковидных накоплений возрастает от средней части склонов (станция 34, см. рис. 53—55, 57, 61, 63), где их толщина редко превышает 2—40 мм, к вершинным частям горы (станция 39, см. рис. 71), где их мощность не ниже 60—100 мм. Корки сложены глобулярными выделениями, микрослоистыми накоплениями преимущественно рентгеноаморфных гидроокислов Mn, Fe, в существенной мере измененных в вернадит (2,4 Å-MnO₂). Иногда по этим слабо упорядоченным разновидностям двуокиси марганца в основании корковидного нарастания развивается бернессит (7 Å-MnO₂, обр. 1-39-Д-126-в, см. рис. 71, 81 и др.) либо в нижней, подошвенной, части корки на известняковой плите наблюдается фаза 10 Å-MnO₂ (обр. 1-34-Д-115-2-б, см. рис. 63, 79). Гидроокислы Fe также представлены преимущественно рентгеноаморфными фазами, частично измененными в гётит (α FeOOH) и гематит (α Fe₂O₃).

Необходимо подчеркнуть, что в целом корки гидроокислов Mn, Fe развиваются как продукты замещения известнякового субстрата: в массе гидроокисных выделений отчетливо различимы реликты, псевдоморфозы по раковинам фораминифер, наннофоссилий и других биоморфных остатков. Связь формирования корковидных накоплений гидроокисных фаз Mn, Fe с растворением известняков отчетливо проявляется и в сравнительно повышенных содержаниях Ti и Al как остаточных от растворения компонентов (см. табл. 24—27, рис. 73—77).

Накопление гидроокислов Mn, Fe происходило в результате гидролитического осаждения, сопровождаемого автокаталитическим окислением, аккумуляцией переходных металлов при градиентном смешении металлоносных гидротермальных растворов с придонной либо поровой морской водой [Варенцов, 1976, 1980; Varentsov et al., 1979, 1980, 1983].

Отношение Мп/Fe может рассматриваться как индикатор выраженности градиента оН и Eh при движении металлоносного раствора от гидротермального очага к месту разгрузки. Для различных участков горы Безымянной—640 значения отношения заметно различаются. Их величины относительно низки для корок. развитых на средней части склона (станция 34: Mn/Fe 0,685—0,999, ср. 0,885. см. табл. 25), но отличаются повышенными значениями для привершинных участков (1,047-1,584, ср. 1,326, см. табл. 26). Из сопоставления этих данных можно сделать вывод о том, что в рассматриваемом интервале по направлению к вершине подводной горы на пути движения гидротермальных растворов заметно возрастали величины pH и Eh в связи с влиянием придонной морской воды, что отражалось в более марганцевом составе формирующихся корок. Исследованиями ряда авторов установлено, что состав гидротермальных окисных корок металлоносных отложений может варьировать в широком диапазоне от собственно железистых через смешанные до почти чистых гидроокислов марганца, например в районе гидротермальных холмов Галапагосской зоны спрединга [Варенцов, 1980; Cronan, 1976; Cronan et al., 1982; Toth, 1980; Varentsov et al., 1983].

Довольно близкие соотношения Mn и Fe к описанным на подводных горах Зеленомысской плиты отмечаются в окисных корках, развитых в пределах гидротермального поля TAG на участке Срединно-Атлантического хребта, 26° с.ш. [Lalou et al., 1986]. Авторами показано возрастание температуры гидротермальных источников и общего содержания Fe с глубиной. Если общая активность гидротерм охватывает геохронологический интервал 20—4 тыс. лет, то отложение гидроокислов Mn происходило в течение временного отрезка 16—4 тыс. лет. Приведенные данные свидетельствуют об отчетливом разделении Mn и Fe в процессе перемещения гидротермального раствора как в пространстве, так и во времени.

В нашей работе по геохимии корковидных нарастаний гидроокислов Mn, Fe и преобразований вулканитов субстрата на близ расположенном полигоне горы Крылова подчеркивается главенствующая роль гидротермальных процессов, оказывающих кардинальное влияние на седиментацию в Восточной Атлантике. Эти положения обобщенно подтверждаются новейшими результатами бурения в смежных районах. В 1985 г. в ходе работ б/с "Джоидес Резольюшен" на Срединно-Атлантическом хребте к югу от трансформного разлома Кейн были пробурены две скважины [Detrick et al., 1986]. Одна из них (скв. 649) вскрыла разрез вулканитов на поле активной гидротермальной деятельности площадью не менее 40 тыс. м². Это еще один случай находки "черных курильщиков" в зоне Срединно-Атлантического хребта с интенсивной аккумуляцией сульфидов Fe, Cu, Zn. Имеются основания считать, что подобная ситуация могла существовать и в раннем палеогене, когда рассматриваемая часть Зеленомысской плиты находилась существенно ближе к данному участку осевой зоны Атлантики. Установлено [Thompson, 1983], что активная гидротермальная конвекция морской воды под дном океана может продолжаться до 55 млн лет со времени образования рассматриваемого участка литосферной плиты. Однако, признавая существенную роль гидротермальной активности осевых зон, необходимо отметить, что гора Безымянная—640 является диапировой структурой, тесно ассоциирующей со сравнительно долгоживущими меридиональными разломами, секущими эту плиту.

Продукты фосфатизации. В предыдущих разделах было показано, что фосфаты являются продуктами замещения известняков. В средней части склона горы Безымянной—640 такое замещение носит неравномерный, пятнистый характер (см. рис. 55, 57—59, 63). Фосфатное вещество, представленное франколитом и гидроксилапатитом, развивается по тонкослоистому волнисто-заливчатому фронту, замещая карбонатные оолитоподобные, овоидные частицы, остатки фораминифер, криноидей, кораллов, другие биоморфные фрагменты и микритовую основную массу. Интересно отметить развитие по фронту замещения малых количеств каолинита, слюды, хлорита.

Выше в привершинных участках горы отмечается существенно более интенсивное замещение известняка (станции 38, 39, см. рис. 55, 68, 70—72). Под оптическим микроскопом отчетливо видно, что известняк практически нацело (70—95%) замещен фосфатным веществом, пигментированным более поздними выделениями гидроокислов Mn, Fe. По этому фосфатному веществу развивается более поздняя кальцитизация (5—30%) в виде выделений, прожилков, гнезд, выполненных крупнокристаллическим кальцитом. Различаются несколько этапов фосфатизации, среди которых существенны два главных: ранний — представленный замещением общей массы известняка почти изотропным фосфатом (франколитом) с рассеянными гидроокислами Mn, Fe: относительно поздний, в течение которого развивается сравнительно чистый прозрачный крупнокристаллический фосфат (гидроксилапатит), слагающий прожилки, гнездовидные выделения в массе более ранней генерации.

В самой верхней части горы (обр. 1-39-Д-126) фосфатизация известняка сопровождается развитием по фронту замещения травянисто-зеленого мелкочешуйчатого селадонитоподобного Fe-слюдостого минерала. Важно подчеркнуть, что развитие фосфатизации, так же как и интенсивность образования корковидных нарастаний гидроокислов Mn и Fe, существенно возрастает по направлению к вершине горы. Тогда как в нижней части подводной горы (ниже середины склона) замещение известняков фосфатами либо крайне ограничено, либо отсутствует.

Таким образом, пространственное развитие фосфатизации представлено главным образом франколитом и в меньшей мере гидроксил-апатитом; ее многостадийность, тесная ассоциация с более поздними накоплениями гидроокислов Mn, Fe и подчиненными глинистыми минералами (Fe-слюды, каолинит, следовые количества хлорита) позволяют считать, что рассматриваемое фосфатообразование имеет преимущественно гидротермальную природу. Если при замещении известняка в основе образования фосфатных минералов типа карбонатапатита лежит относительно простая реакция взаимодействия фосфат-иона и ионов кальция [Ames, 1959, 1960, 1961] NaOH + 3Na₃PO₄ + 5CaCO₃ — Ca₅(PO₄)₃ + 5Na₂CO₃, то в рассматриваемых случаях, судя по ассоциирующим продухтам, процесс является существенно более сложным.

Сделанный вывод с неизбежнотью приводит к постановке вопроса о том, насколько отчетливы критерии, позволяющие различать фосфаты, образующиеся без сколь-либо выраженного эндогенного влияния, т.е. в результате контроля седиментационно-диагенетических факторов осадкообразования, и фосфаты гидротермального генезиса.

В обширной литературе, посвященной формированию фосфатов в современных бассейнах, Мировом океане, показано существенное доминирование франколитовых разностей — карбонатфторапатита [Блисковский и др., 1975; Manheim,

Распределение отношений Mg/P₂O₅, St/P₂O₅, SO₄/P₂O₅, Na/P₂O₅, F/P₂O₅ в фосфатах горы Безымлиной –640 и различных типах осадочных фосфатов франколитового состава Мидового океана

Генетический тип	Механизм	Обстановка	Местонахождение	Номер образца или ли- тературный источник
Гидротер- мальный	Замещения	Окислительная " " " " "	Безымянная – 640 " " " Плато Блейк Полнятие Иатхам	1-34-Д-115-2-в 1-34-Д-1-115-А-б 1-38-Д-124-в 1-38-Д-124-г 1-39-Д-126-г [McArthur, 1985] "
Ŧ		"	Поднятие чатком Банка Агульхас (нижний плейстоцен)	"
ционнс еский	<u>é</u>	"	Банка Агульхас (миоцен) Подводная окраина Ка- лифорнии	"
імента. енстич	сопред	Субокислительная Окислительная	Подводная окраина Перу	**
Седи	ΞĘ	Субокислительная	Банка Агульхас (ниж- ний плейстоцен)	> 7
	÷	Бескислородная	Шельф Намибии	"
	ē	"	Сехура, Перу	**
	Аут ный	»»	Окукахе, Перу	"

Gulbrandsen, 1979]. Ряд авторов выделяют следующие механизмы образования подобных накоплений: 1) осаждение из поровых иловых растворов в востановительной бескислородной обстановке [Батурин, 1978]; 2) формирование в результате замещения карбонатов [Manheim, Gulbrandsen, 1979; McArthur, 1985]; 3) образование вследствие бактериальных процессов [Лука, Прево, 1984; и др.]; 4) формирование франколита в результате осаждения отмерших бактериальных клеток, богатых фосфором [McArthur, 1985]; 5) в результате осаждения фосфатного вещества из толщи морской воды на границе межфазного раздела вода — осадок [McArthur, 1985].

Несмотря на отмеченное разнообразие возможных механизмов формирования франколита, наиболее достоверные данные в литературе имеются преимущественно для процессов, протекающих в бескислородной обстановке диагенеза и приводящих к отложению аутигенных фосфатов из иловых вод, и для явлений фосфатообразования, связанных с замещением карбоната. Особое место занимают процессы формирования франколита в результате осаждения фосфатного вещества из толщи морской воды либо близкого аккумулирования из иловых растворов в окислительных обстановках диагенеза. Примеры таких накоплений описаны в районах подводных окраин Перу—Чили, Калифорнии и на подводной банке Агульхас (Agulhas Bank), близ Новой Зеландии.

Изучение процессов фосфатообразования в современных бассейнах и результаты экспериментальных исследований [Ames, 1959, 1960, 1961; Михайлов, 1973; McConnel, 1973; и др.] позволяют считать, что химические особенности обстановок достаточно определенно регистрируются в составе формирующихся фосфатных соединений. Однако для выделенных осадочно-диагенетических типов накоплений франколитов величины отношений Na/P₂O₅, Sr/P₂O₅, Mg/P₂O₅, SO₄/P₂O₅ различаются весьма несущественно (табл. 28). Наиболее информативный и ясный

$\frac{Mg}{P_2O_3} \cdot 10^2$	$\frac{\mathrm{Sr}}{\mathrm{P}_{2}\mathrm{O}_{5}} \cdot 10^{4}$	$\frac{\mathrm{SO}_4}{\mathrm{P}_2\mathrm{O}_5} \cdot 10^2$	$\frac{Na}{P_2O_5} \cdot 10^2$	$\frac{F}{P_2O_5} \cdot 10^2$
+		_	4.2	176
3,3		_	51	83.8
12,5		-	5,4	0,0
1,7		-	5,0	8,1
2,7	-	-	5,0	-
3,3		-	4,3	11,5
$2.9 \pm 0(6)$	$70 \pm 3(6)$	7,8 ± 0,5 (6)	2,7 ± 0,1 (6)	14,8 ± 0,4 (6)
$1.5 \pm 0.3(7)$	$80 \pm 10(7)$	6,3 ± 0,7 (5)	$2,8 \pm 0,2(7)$	13,6 ± 0,6 (5)
$4,3 \pm 0,2(2)$	99 ± 6 (2)	6,2 ± 0,3 (2)	2,5 ± 0,2(2)	13,3 ± 0,6(2)
$1.7 \pm 0.1(2)$	71 ± 8(2)	$6,3 \pm 0,1$	2,5 ± 0,1 (2)	13,5 ± 0,2 (2)
1,7 ± 0,1 (5)	69 ± 3(5)	$7,0 \pm 0,2(5)$	2,8 ± 0,2(5)	$12,5 \pm 0,2(5)$
2,8 ± 0,2 (3)	79 ± 6(3)	6,4 ± 0,4 (2)	2,4 ± 0,1 (3)	11,2 ± 0,4 (9)
4,1	81	6,1	2,6	12,7
1,35 ± 0,2(6)	64 ± 20(6)	7,3 ± 0,4 (3)	2,2 ± 0,1 (3)	9,8 ±0,2(3)
$1,25 \pm 0,1(6)$	71 ± 3(6)	6,6 ± 0,7 (5)	2,7 ± 0,1 (6)	$10,1 \pm 1,2(5)$
2,0 ± 0,3 (3)	71 ± 2(3)	6,2 ± 0,5 (3)	3,3 ± 0,2 (3)	7,6 ± 1,1(3)

генетический смысл имеет отношение F/P_2O_5 . Оно связано с вхождением в структуру франколита повышенных количеств CO_3^{2-} , и необходимостью соответствующей компенсации заряда посредством иона F⁻. В основе формирования этого минерала лежат достаточно хорошо изученные реакции взаимодействия фосфат-иона с ионами кальция [Королев, 1974; Manheim, Gulbrandesen, 1979; McArthur, 1985]. Если в условиях восстановительного (бескислородного) диагенеза франколит осаждается из раствора при взаимодействии этих ионов, то при замещении карбоната кальция данный минерал осаждается из раствора, который забуферен наличием карбонатного материала.

Таким образом, относительная близость величин соотношений Na, Sr, Mg и SO₄ с P_2O_5 является следствием того, что франколит образуется из раствора, который по составу этих главных компонентов соответствует морской воде, тогда как количество карбонатной составляющей в составе синтезируемого минерала контролируется величиной pH.

В табл. 28 показано, что значение отношения $Na/P_2O_5 \cdot 10^2$ для седиментационно-диагенетических типов фосфатов 2,4—3,3 (ср. 2,6), а для фосфатов горы Безымянной—640 4,2—5,0 (ср. 4,6). Столь выраженные различия величин отношения Na/P_2O_5 в рассматриваемых типах фосфатов с определенностью отражают различия между обстановками формирования. Многочисленными исследованиями процессов гидротермального изменения базальтовых пород океанического дна, химического состава гидротерм осевых зон океана и результаты экспериментальных работ с убедительностью свидетельствуют о существенном выносе Na^+ из пород и его накоплении в растворе в диапазоне умеренных температур и давлений [Курносов, 1986; Bischoff, Seyfried, 1978; Bowers, Taylor, 1986; Bowers et al., 1985; Corliss, 1971; Edmond, 1980; Edmond et al., 1979; Humphris, Thomposon, 1978; Mottl, 1983; Mottl, Holland, 1978; Mottl et al., 1979; Seyfried, Janecky, 1985; Spiess et al., 189

Распределение отношений Mg/P₂O₅, Na/P₂O₅, F/P₂O₅ в фосфоритах с подводных гор Тихого океана (рассчитано по данным Г.Н. Батурина, 1978)

Номер станции	Координаты	Глубина, м	Образец
6002-12	20° 42′ с.ш.	1930	Плотный кремовый фосфорит
6002-12a	170°53'з.д. 20°42'с.ш. 170°53'з.д.	1930	Плотный белый фосфорит
6002-12/27	20° 42′ с.ш. 170° 53' з.д.	1930	Рыхлый белый фосфорит
6002-12/27	20° 42' с.ш. 170° 53' з.д.	1930	Базальт с фосфатом
6004-1/2	22°08'с.ш. 175°28'в.д.	1375	Слоистый фосфорит
6017-г-9	27°51'с.ш. 177°18'в.д.	3300	Плотный белый фосфорит из глыбы кремнисто-фосфатной породы
6261-1	32° 17′ с.ш. 172° 49′ в.д.	375-478	Фосфатизированный коралловый известняк
6265-г-1	26° 59' с.ш. 177° 18' в.д.	2750	Фосфатизированный гиалокласт
6266-1	20° 35' с.ш. 179° 50' в.д.	1650	Фосфатизированный фораминиферовый известняк
6333-133	l 2° 54′ ю.ш. 160° 44′ з.д.	3620-3740	Включения фосфатизированного извест- няка в туфобрекчии
6348-1/7	18°31'с.ш. 175°06'з.д.	1040-1065	Фосфатизированный фораминиферовый известняк
6358-2/2	18° 37' с.ш. 171° 59' в.д.	2440	Прослой фосфатизированного известняка в рудной корке
6366-22	22° 39' с.ш. 160° 52' в.д.	1700-1900	Участок плотного фосфата в брекчеевид- ном фосфорите
6366-23	22° 39' с.ш. 160° 52' в.д.	1700-1900	Рыхлый фосфатизированный известняк

1980; Thompson, 1983; Thompson, Humphris, 1977; Tunnicliffe, 1986; Von Damm, Edmond, 1981; Von Damm et al., 1985).

По данным различных авторов, обобщенным в работе Г.Н. Батурина [1978], нами были рассчитаны величины отношений Na/P₂O₅, Mg/P₂O₅ и F/P₂O₅ (табл. 29) для фосфоритов с подводных гор Тихого океана. Наиболее информативными являются значения Na/P₂O₅ 2,7—18,8 (ср. 7,22), что может интерпретироваться как одно из свидетельств их гидротермального происхождения. Этот вывод хорошо согласуется с данными В.Г. Сафонова [1892], В.Н. Свальнова и В.В. Матвеенкова [1986] о том, что основным источником фосфора на гайотах и подводных горах Тихого океана являются гидротермы подводных вулканов, активно проявляющиеся на завершающих этапах их эволюции. Температура таких фосфатсодержащих гидротермальных растворов по результатам изучения изотопов жильных фосфатов Тихого океана на начальных стадиях превышала 30—40°С, а на конечных — более 21°С[Стрижов и др., 1985]. Особый интерес представляет положение В.Н. Свальнова и В.В. Матвеенкова [1986] о том, что каждый этап фосфатизации сопровождается или завершается формированием железомарганцевых гидроокисных корок. Так же как и для подводной горы Безымянной — 640, максимальная фосфатизация наблюдается в привершинной части подводных гор Тихого океана.

Таким образом, широкое проявление постмагматических эманаций, гидротерм

 P ₂ O ₅	Mg	Na	F	$\frac{Mg}{P_2O_5} \cdot 10^2$	$\frac{Na}{P_2O_5} \cdot 10^2$	$\frac{F}{P_2O_5} \cdot 10^2$
 30,87	0,663	_	3,20	2,1	-	10,4
31,97	0,724	-	3,44	2,3	-	10,8
18,26	1,779	-	1,82	9,7	-	- 10,0
11,45	1,719	2,152	1,16	15,0	18,8	10,1
31,06	1,266	-	3,32	4,1	-	10,7
31,47	0,814	-	3,11	2,6	-	9,9
23,50	0,965	-	-	4,1	-	-
26,10	0,724	0,705	2,83	2,8	2,7	10,8
19,30	0,543	-	_	2,8	-	-
29,42	0,241	1,35	3,29	0,8	4,6	11,2
31,60	0,362	1,603	3,87	1,1	5,1	12,3
30,30	0,603	1,484	3,89	2,0	4,9	12,8
31,10	0,663	-	3,10	2,1	-	10,0
31,60	0,579	-	3,96	1,8	-	12,5

вулканов, сложенных щелочными и субщелочными базальтами, имело следствием массированное развитие прожилково-метасоматической фосфатизации и ассоциирующих с ними богатых кобальтом гидроокисных железомарганцевых корок. Важно подчеркнуть, что подобные генетические представления существенно меняют широко принятые в настоящее время воззрения о седиментационно-биогенном происхождении этих образований [Halbach, Puteanus, 1984; Hein et al., 1985]. Практическое значение этого положения заключается в том, что Mn-Fe-гидроокисные корки подводных гор Тихого океана, отличающиеся высокими концентрациями Со, рассматриваются как перспективное рудное сырье.

Помимо приведенных выше данных, существенным обоснованием гидротермальной природы фосфатообразования на подводных горах Тихого океана является описанная В.Н. Свальновым и В.В. Матвеенковым [1986] интенсивная фосфатизация коренных пород, включая субщелочные базальты цоколя. В этих образованиях фосфатное вещество развито неравномерно, нередко в виде прожилков, фосфатизации основной массы или базальтового стекла, замещения карбонатного цемента.

Выше отмечалось, что на подводной горе Безымянной—640 не наблюдалось выходов коренных базальтовых пород. Однако изучение генетически родственных субщелочных базальтов подводного поднятия Круизер, расположенного примерно в 1000 км к север-северо-востоку от данного полигона, показывает, что содержание Р2О3 в таких гидротермально измененных породах достигает 10,72% (см. табл. 24). Исследование с помощью электронного (рентгеновского) микроанализатора позволяет считать, что фосфор локализуется в этих гидротермально измененных базальтах главным образом в виде рентгеноаморфных фаз, в иддингситовых выделениях. каемках, развивающихся по реликтовым мафическим минералам (преимущественно оливину). В этой связи уместно отметить, что иддингсит как продукт относительно ранних гидротермальных преобразований темноцветных компонентов базальтоидных пород представляет собой тонкую смесь Fe-Mg-смектита (сапонита) и дисперсного гётита [Eggleton, 1984]. Можно считать, что концентрирование фосфора на гидроокислах железа (αFeOOH) контролируется процессами хемосорбционного формирования фосфатов железа, конкретный состав которых детерминируется химическим составом микрообстановок в гидротермально преобразуемой породе. Более масштабные накопления фосфатов железа наблюдались Л.А. Комковой [1983] близ выходов вулканических гидротерм между Налачевским и Карымским вулканическими центрами Камчатки. В осадках, выпадающих из этих термальных вод, доминируют три главных компонента, % вес. в пересчете на состав осадков без воды и органики: Fe₂O₃ 33—65; SiO₂ 18—30; P₂O₅ 5,3—9,6. Близкие железистые осадки (фосфатные) описаны К.К. Зеленовым [1965] для гидротермальных источников подводного вулкана Бану-Вуху, Индонезия.

Однако фосфаты железа являются метастабильными фазами, которые могут растворяться при взаимодействии с относительно кислыми гидротермальными растворами. Наиболее устойчивые соединения образуются при взаимодействии фосфатсодержащих растворов с ионами кальция. Например, произведение растворимости (ПР) фторапатита $Ca_5F(PO_4)_3$ составляет $4 \cdot 10^{-61}$ [Manheim, Gulbrandsen, 1979], что на много порядков ниже, чем для фосфатов железа ($\Pi P_{FePO_4} 1,3 \cdot 10^{-22}$).

Отмечая важную роль гидротермального фосфатообразования в Мировом океане, важно подчеркнуть, что главным фактором, предопределяющим поведение фосфора в этом процессе, является особый субщелочной, щелочной петрохимический тип базальтоидного магматизма. В работах Н.Г. Бродской [1974], Л.Н. Когарко [1976, 1980], Л.Н. Когарко и др. [1981] подчеркивается чрезвычайное значение щелочности этих пород.

Экспериментальные исследования и анализ природных геологических объектов вносят необходимую определенность в геохимическую схему процесса [Когарко и др., 1981]. Имеются все основания считать, что в результате частичного плавления мантийного субстрата имеет место равновесие апатит-мантийный расплав. Наличие апатита в мантии подтверждается присутствием этого минерала в ультраосновных нодулях, нередко поступающих на поверхность с щелочными базальтами и с кимберлитами, являющимися отчетливо мантийными образованиями. Указанными авторами экспериментально исследовалась растворимость апатита в расплавах толентового океанического базальта (Атлантика), мелилитового нефелинита (Восточная Африка), являющихся первичными магматическими продуктами, и в расплаве ийолит-уртитового состава (Хибинский щелочной массив) как позднем дифференциате. Л.Н. Когарко и др. [1981] пришли к выводу, что при прочих равных условиях в результате частичного плавления мантийного субстрата потенциальная фосфатоносность щелочных расплавов относительно выше, чем в других разностях. Наблюдаются более высокие концентрации растворенного фосфора $(P_2O_5 \%)$ в щелочных базальтах (0,30—0,92) и нефелинитах (0,42) по сравнению с толеитовыми базальтами (0,16-0,23).

Таким образом, частичное плавление мантийного субстрата, сопровождаемое формированием магм щелочного базальтового состава, может приводить к образованию относительно щелочных расплавов, содержащих повышенные количества P_2O_5 , и при снижении температур — к кристаллизации ощутимых количеств апатита.

Формирование грандиозных гидротермальных систем в осевых зонах океана 192

может сопровождаться выносом из коренных пород относительно повышенной щелочности значительных масс фосфора, которые либо частично накапливаются в измененных базальтах, либо в известной мере аккумулируются как продукты замещения карбонатных отложений, либо рассеиваются в толще морской воды, подвергаясь биогенным трансформациям.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Подводная гора Безымянная—640 находится в западной части Зеленомысской абиссальной плиты Восточной Атлантики. Она представляет собой субмеридионально вытянутую структуру диапировой природы, развитую на океанической коре раннекайнозойского (палеоценового?) возраста. Основание подводной горы расположено на глубине 4500—5000 м, вершина — 640 м. По данным подводного фотографирования, драгирования, эхолотной, сейсмоакустической съемки, поверхность горы покрыта умеренно литифицированными известняками среднезоценового возраста. В направлении от основания к вершине эти карбонатные породы закономерно изменяются: а) их литолого-фациальный облик приобретает более мелководный характер; б) возрастает неравномерно проявляющаяся гидротермальная измененность известняков (кальцитизация, силицификация, фосфатизация); в) в средней и особенно привершинной частях получают широкое развитие преимущественно гидротермальные Mn—Fе-гидроокисные корковидные нарастания, корки.

Корки гидроокислов Mn, Fe сложены глобулярными выделениями, микрослоистыми накоплениями преимущественно рентгеноаморфных разностей, существенно измененных в вернадит. Нередко по этим низко структурно упорядоченным соединениям развиваются бернессит и фаза 10Å-MnO₂. Гидроокислы Fe также представлены рентгеноаморфными фазами, частично измененными в гётит и гематит. В целом корки гидроокислов Mn, Fe развиваются как продукты гидротермального замещения известнякового субстрата. По своему химическому составу, в частности концентрациям тяжелых металлов, рассматриваемые Mn—Fe-гидроокисные корки составляют сравнительно однородную группу, занимающую переходное положение между типичными гидротермальными и гидрогенными образованиями. В обсуждаемых корках имеет место наложение гидрогенного накопления тяжелых металлов, в меньшей мере Mn, Fe, на гидроокисные фазы гидротермальной природы. Величина отношения Mn/Fe как индикатор градиента pH, *Eh* гидротермальных растворов возрастает от средней части склона (ср. 0,885) к привершинным частям подводной горы (ср. 1,326).

Фосфаты являются продуктами замещения известняков. Интенсивность фосфатизации существенно возрастает от средней части склона подводной горы Безымянной—640 к ее привершинным участкам. Различается несколько генераций фосфатизации, среди которых существенны две главные: ранняя, представленная замещением общей массы известняка почти изотропным франколитом с гидроокислами Mn, Fe, и относительно поздняя, при которой развивается сравнительно прозрачный крупнокристаллический фосфат (гидроксилапатит), слагающий прожилки, выделения в массе более раннего образования.

Пространственная неравномерность развития фосфатизации, представленной главным образом франколитом, в меньшей мере гидроксилапатитом, ее многостадийность, тесная ассоциация с более поздними накоплениями гидроокислов Mn, Fe и подчиненными глинистыми минералами (Fe-слюды, каолинит, малые количества хлорита) дают основание считать, что такое фосфатообразование имеет главным образом гидротермальную природу.

Изучение процессов фосфатообразования в современных бассейнах и данные экспериментальных исследований показывают, что химические особенности обстановок достаточно определенно находят отражение в составе формирующихся фосфатных соединений. Если для седиментационно-диагенетических типов океанических фосфатов отношение Na/P₂O₅ 10^2 меняется от 2,4 до 3,3 (ср. 2,6), то для фосфатов горы Безымянной—640 — от 4,2 до 5,0 (ср. 4,6), а для подводных гор Тихого океана — от 2,7 до 18,8 (ср. 7,22), что может быть интерпретировано как свидетельство гидротермального происхождения. Многочисленными исследованиями установлено, что в результате гидротермального изменения базальтовых пород океанического субстрата в диапазоне умеренных температур и давлений происходят существенный вынос Na⁺ и его накопление в растворе.

Таким образом, широкое проявление постмагматических эманаций, гидротермальной активности подводных гор Восточной Атлантики, сложенных слабодифференцированными щелочными, субщелочными, базальтоидными породами, привело к массированному развитию фосфатизации известняковых пород и ассоциирующих с ней гидроокисных Mn-Fe-корок.

Отмечая важную роль гидротермального фосфатообразования в Восточной Атлантике, необходимо подчеркнуть, что главным фактором, предопределяющим поведение фосфора в этом процессе, является особый субщелочной—щелочной петрохимический тип базальтоидного океанического магматизма.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ Мп---Fe-ГИДРООКИСНЫЕ КОРКИ Подводной горы крылова: Геохимия редкоземельных элементов, генезис

постановка задачи

РЗЭ как выраженные гидролизаты отличаются общностью поведения в большинстве геологических обстановок. Однако в группе лантаноидов отмечаются как слабые и монотонные изменения химических свойств в связи с уменьшением их ионного (+3) раднуса от La к Lu, так и изменения окислительного состояния для таких элементов, как Eu (+3, +2) и Ce (+3, +4). В связи с этим РЗЭ являются относительно чувствительными индикаторами кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных параметров среды.

Подобные особенности РЗЭ в последние годы стали использоваться в решении кардинальных вопросов геохимии океанического осадко- и рудообразования, в частности при исследовании процессов формирования Mn—Fe-окисных отложений, конкреций и корок [Aplin, 1984; Clauer et al., 1984; DeBaar et al., 1983, 1985a,b; Elderfield, Greaves, 1981, 1982; Elderfield et al., 1981; Fleet, 1984; Klinkhammer et al., 1983, 1985; Migdisov et al., 1983; Piper, 1974; Piper, Graef, 1974; Puhlin, Owen, 1986; Toth, 1980].

Данные природных наблюдений и экспериментальных исследований показывают, что образование Mn—Fe-корок в отличие от конкреций связано с процессами нарастания гидроокисных фаз при одномерном поступлении аккумулируемых компонентов к границе раздела раствор—субстрат [Варенцов, 1976; Штеренберг и др., 1986). В составе корковидных нарастаний с определенностью регистрируются геохимические особенности среды минералообразования. Различаются Mn—Feокисные корки, отложения гидротермальной и гидрогенной природы. Обычно гидротермальные продукты слагаются тодорокитом, а гидрогенные — вернадитом. Эти различия наряду с другими характеристиками достаточно четко проявляются в распределении РЗЭ. Однако накопление гидротермальных компонентов на дне моря не происходит изолировнно от морской воды. Об этом свидетельствуют прямые наблюдения, данные отбора проб с подводных аппаратов: в непосредственной близости от излияния гидротерм имеет место существенное их разбавление морской водой [Michard et al., 1983; Von Damm et al., 1986; и др.]. Вместе с тем образовавшиеся в таких обстановках взвеси, осадки могут в последующие этапы взаимодействовать с морской водой, что нередко приводит к заметному изменению их начального состава.

В работе [Варенцов и др., 1989] приведены данные по детальному изучению минералогии Мп—Fe-гидроокисных корок и субстрата, кристаллохимических характеристик фаз, слагающих их, геохимии главных компонентов и тяжелых металлов. Задача данного исследования заключается в том, чтобы на основе изучения геохимии РЗЭ выяснить генетические особенности Мп—Fe-гидроокисных корок, развитых на полигоне горы Крылова, в частности соотношения между компонентами гидротермальной и гидрогенной природы в течение геохимической истории их образования.

В основу работы положено изучение образцов Mn—Fe-гидроокисных корок и вулканического субстрата, отбиравшихся в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" при комплексном геолого-геофизическом исследовании полигона горы Крылова.

Подробные описание методических особенностей отбора и изучения минерального состава, содержаний главных компонентов, тяжелых металлов содержится в наших предыдущих работах [Varentsov et al., 1983; Варенцов и др., 1989]. Необходимо отметить, что диагностика тонкодисперсных Мп—Fe-гидроокисных фаз проводилась с использованием методов прецизионной рентгеновской дифрактометрии, микродифракции электронов, сопровождаемых микрозондовым изучением химического состава отдельных микрочастиц при помощи рентгеновской энергодисперсионной приставки "Кевиксрэй" и просвечивающего сканирующего электронного микроскопа. РЭЗ определялись согласно известным методам нейтронного активационного анализа с использованием международных стандартов в ВИМС.

Подводная гора Крылова является вулканической постройкой центрального типа, расположенной в пределах Зеленомысской абиссальной плиты. Ее становление связано с излияниями субщелочных, щелочных слабо дифференцированных базальтов в соответствии с ориентировкой субширотного разлома [Золотарев, 1984).

Для изучения геохимии РЗЭ были выбраны образцы Мп—Fe-гидроокисных корок и субстрата (обр. 1-18-Д-54-1, 1-18-Д-54-2), поднятые с участка представительной станции 18 в средней части склона этого поднятия (17° 32,8' с. ш., 29° 59,7' з.д., 2737 м).

Общая характеристика и минеральный состав прослоек, компонентов, слагающих Mn—Fe-корки, представлены на рис. 86 и в табл. 30. Важно отметить, что если в верхнем прослое а (5—7 мм) присутствуют главным образом Fe-вернадит и Mn-фероксигит (δ' MnFeOOH) с подчиненными количествами бернессита и примесью асболан-бузерита, гётита, то по направлению к основанию корки содержание Mn-фероксигита заметно сокращается. В нижних прослоях д и е Mn-фероксигит отсутствует и главным Fe-гидроокислом является гётит. Столь широкое развитие гётита в основании корки является следствием как преобразования Mn-фероксигита в окислительных обстановках на фоне мало меняющихся по разрезу корок соотношений Mn и Fe (Mn/Fe 0,64—0,89, редко до 1,13), так и существенной роли гидротермальных компонентов.

Гидроокисные корковидные нарастания формируются на субстрате, представленном почти нацело гидротермально преобразованным в Fe-палыгорскит гиалокластитом щелочного базальта.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ И ГЕНЕЗИС Mn—Fe-корок

Информация о РЗЭ в Mn-Fe-гидроокисных корках и породах субстрата приведена в табл. 30 и на рис. 86—90. Анализ этих данных позволяет отметить ряд существенных положений.

Распределение РЗЭ, нормализованных относительно глинистого сланца (рис. 87), в Мп—Fe-корках характеризуется примерно общим типом, близким к относительно неглубоководным (<2150 м) разностям или в целом к среднему составу гидроокисных нарастаний подводных гор архипелага островов Лайн Центральной Пацифики [Aplin, 1984] с отчетливо выраженной положительной цериевой аномалией (Ce/Ce^{*} 2,3—4,1, см. табл. 30). Однако следует подчеркнуть, что корки, развитые в районе островов Лайн на больших глубинах (>2150 м и особенно 4700 м), отличаются при общем обеднении РЗЭ (примерно в 2—3 раза по сравнению с мелководными разностями, см. табл. 30) отрицательными значениями цериевой аномалии (Ce/Ce^{*} 0,96-0,51). Приведенные данные могут свидетельствовать о существенной роли морской воды как раствора, контролирующего состав и концентрации РЗЭ в подобного типа корках. Этот вывод находит подтверждение в распределении РЗЭ в водной толще Атлантического и Тихого океанов [DeBaar et al., 1983, 1985a,b]: с глубиной концентрация Се резко сокращается.



Рис. 86. Строение, минеральный состав и распределение РЗЭ, отношений Ce/Ce⁺, Σ(La—Sm)/Σ(Eu—Lu), La/Yb, Ce/La, Ce/Yb в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe и субстрате глубоко гидротермально переработанном (палыгорскитизированном) гиалокластите щелочного базальта. Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

Величина цериевой аномалии рассчитывалась согласно выражению Ce/Ce^{*} = [2 Ce/Ce_{cn}]/[La/La_{cn} + Nd/Nd_{cn}], где Ce, La, Nd — содержание элементов в образце, Ce_{cn}, La_{cn}, Nd_{cn} — в глинистом сланце [Haskin, Haskin, 1966]. а—3 — см. табл. 30; и — щелочные оливиновые и стекловатые базальты, средний состав (колонка 9 в табл. 30). *I* — Fе-вернадит; *2* — Мп-фероксигит; *3* — смешанослойный асболанбузерит; *4* — гётит; *5* — бернессит; *6* — апатит; *7* — Fе-палыгорскит



Рис. 87. Распределение РЗЭ, нормализованных относительно сланца [Haskin, Haskin, 1966], в составляющих корковидного нарастания гидроокислов Fe, Mn и в субстрате — глубоко гидротермально измененном (палыгорскитизированном) гиалокластите щелочного базальта. Гора Крылова

а — обр. 1-18-Д-54-1 (см. рис. 86, табл. 30); б — обр. 1-18-Д-54-2; *1*—4 — см. а—г в табл. 30; 5—7 — Мп-Fе-корки подводных гор района архипелага островов Лайн, северо-западная часть Тихого океана [Aplin, 1984]: 5 — средний состав, 6 — глубина 2150—2650 м, 7 — глубина 4700 м; 8 — гидротермальные осадки, средний состав, Восточно-Тихоокеанское поднятие [Piper, 1974]; 9 — гидротермальные отложения, сложенные тодорокитом, Галапагосская рифтовая зона [Migdisov et al., 1983]; *10* — мелководные конкреции океана [Piper, 1974]; *11* — Мп-Fе-нарастания на раковинах современных фораминифер, ×10 [Palmer, 1985]

В рассматриваемых корках наблюдается убывание $\Sigma P3Э$ от поверхности к базальным прослоям (см. рис. 86), 10^{-4} %: (а) 1913,1 — (б) 2093,3 — (е) 1453,4 (см. табл. 30). Между содержанием лантаноидов и Mn, Fe устанавливается четко выраженная прямая зависимость (см. рис. 90, *a*, коэффициент корреляции *r* 0,74). Этот факт в целом отражает доминирующее значение сорбционного механизма накопления РЗЭ гидроокислами Mn и Fe [Aplin, 1984; Craig, 1974; Elderfield et al., 1981a; Fleet, 1984; Li, 1981; Palmer, Elderfield, 1986; Piper, 1974; Ruhlin, Owen, 1986; Whitfield, Turner, 1982, 1983]. Тенденция возрастания отношений $\Sigma(La - Lu)/(Mn + Fe)$ и особенно $\Sigma(La - Lu)/Fe$ от базальных прослоев к поверхности корковидного нарастания показана на рис. 88. Подобное поведение этих отношений при известной выдержанности Mn/Fe в разрезе корки может быть истолковано как указание на усиление роли гидрогенного фактора при накоплении относительно поздних прослоев корки.

Распределение легких и тяжелых РЗЭ в разрезе Мп—–Fe-корки показано на примере ряда отношений (см. рис. 86, 88). Если в поведении отношений $\Sigma(La-Sm)/\Sigma(Eu-Lu)$ и Yb/Sm тенденция относительного уменьшения содержаний легких фракций РЗЭ (при соответственном возрастании тяжелых лантаноидов) от базальных прослоев к поверхности проявляется достаточно четко, то для отношений La/Yb и La/Sm наблюдается менее ясно выраженная картина.

Для интерпретации этих данных весьма существенно, что между величинами Fe и La/Sm отмечается негативная связь (r – 0,45, см. рис. 90, б), а для соотношений Mn/Fe – La/Sm установлена высокая корреляционная зависимость: для обр.



Рис. 88. Строение, минералогия и распределение отношений La/Sm, Yb/Sm, Ce/Sm, Σ(La—Lu)·10⁴/(Mn + +Fe), Σ(La—Lu)·10⁴/Fe в разрезе корковидного нарастания гидроокислов Fe, Mn и субстрате — глубоко гидротермально изменениом (палыгорскитизированиом) гиалокластите щелочного базальта. Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

а-и — см. рис. 86, табл. 30. 1 — Fe-вернадит; 2 — Мп-фероксигит; 3 — смешанослойный асболанбузерит; 4 — гётит; 5 — бернессит; 6 — апатит; 7 — Fe-палыгорскит; 8 — морская вода, средний состав [De Baar et al., 1985]; 9 — Мп—Fe-диагенетические конкреции Мирового оксана, сложенные вернадитом [Elderfield et al., 1981]; 10 — Мп—Fe-корки вернадитового состава, средний состав с глубин 1 и 4,7 км, подводные горы района архипелага островов Лайн [Aplin, 1984]; 11 — Мп-корки, отложения гидротермальной природы, сложенные тодорокитом, зона Галапагосского рифта [Migdisov et al., 1983]

1-18-Д-54-1 r 0,7; для обр. 1-18-Д-54-2 r 1,0; в целом для корок данной станции r 0,8 (см. рис. 90, e). Иными словами, приведенные данные показывают, что главным носителем легких фракций (ЛРЗЭ) являются гидроокислы Mn, представленные преимущественно Fe-вернадитом. Соответственно тяжелые фракции (ТРЗЭ) ассоциируют с гидроокислами Fe (см. рис. 90, r,d): между величинами Fe и Yb/Sm наблюдается довольно высокая корреляция (r 0,89), что согласуется с отрицательной зависимостью между Mn/Fe и Yb/Sm (r-0,73).



Рис. 89. Строение, минералогия и распределение отношения Eu/Sm в разрезе корковидного нарастания гидроокислов Fe, Mn и субстрате — глубоко гидротермально измененном (палыгорскитизированном) гиалокластите щелочного базальта. Обр. 1-18-Д-54-1, гора Крылова

а-и — см. рис. 86, табл. 30. 1 — Мп— Fe конкреции Мирового океана: а — мелководные [Piper, 1974], б — средний состав [McKelvey, et al., 1983]; 2—4 — линии, соответствующие величинам отношения Eu/Sm: 2 — глинистый сланец, средний состав [Haskin, Haskin, 1966]; 3 — толентовый базальт, осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия [Michard et al., 1983], 4 — раствор, отобранный близ подводного гидротермального источника, представленный смесью собственно гидротермального флюида (5%) и морской воды (95%), Восточно-Тихоокеанское поднятие [Michard et al., 1983]. Остальные условные обозначения см. на рис. 88





1, 2 — обр. 1-18-Д-54-1: 1 — составляющие, прослои корковидного нарастания гидроокислов Fe, Mn, 2 — субстрат; 3, 4 — обр. 1-18-Д-54-2: 3 — составляющие, прослои корковидного нарастания гидроокислов Mn, Fe, 4 — субстрат; 5 — Mn—Fe-корки вернадитового состава, подводные горы района архипелага островов Лайн [Aplin, 1984]. Описание см. в табл. 30



Рис. 90 (окончание)

Приведенные результаты могут быть интерпретированы в свете сорбционного механизма накопления РЗЭ с учетом различий физикохимических характеристик поверхности гидроокислов Mn, Fe, форм нахождения РЗЭ в морской воде и возможного изменения пропорций в смеси морская вода—гидротермальный раствор в разные этапы истории аккумуляции прослоек, слагающих корки.

На примере вернадита (или, как принято в зарубежной литературе, δ MnO₂, либо 2,4 Å-MnO₂) и бернессита установлено, что pH точки нулевого заряда (TH3) этих соединений, как правило, ниже 3 (от 1,4 до 2,25), заряд поверхности, определяемый титрованием, существенно выше, чем у других гидроокислов: δ MnO₂ 27,2±2,2 моль/кг; Fe(OH)₃ 10,9 моль/кг, а величины удельной поверхности могут меняться от 74 до 350 м²/г в зависимости от условий синтеза этих фаз и обстановок, времени старения [Healy et al., 1966; Loganathan, Burau, 1973; Morgan, Stumm, 1964; Murray, 1974; Balistrieri, Murray, 1982a,b]. Низкая величина рН(ТНЗ) данных модификаций MnO₂ может быть использована для объяснения того факта, что ряд анионов (СГ, SO⁴ и др.) не поглощается этими фазами в интервале pH 2—9 [Balistrieri, Murray, 1982a]. В отличие от MnO₂ такая представительная для океанических отложений модификация гидроокисей Fe, как a Fe OOH (гётит), характеризуется pH(TH3) 7,5 [Balistrieri, Murray, 1982a,b]. Этими исследователями показано, что сорбционная емкость обсуждаемых разновидностей MnO_2 в условиях морской воды для Na, Mg, Са и К почти на порядок выше подобных характеристик гётита.

Иными словами, для интерпретации обсуждаемых данных о поведении РЗЭ необходимо иметь в виду, что столь существенные различия в поверхностных характеристиках проявляются в том, что ионы с выраженными свойствами катионов сорбируются преимущественно гидроокислами Mn, тогда как анионы или комплекстые ионы с относительно низкой плотностью заряда поглощаются гидроокислами Fe.

Результаты изучения форм нахождения РЗЭ в морской воде [Turner te al., 1981] и данные природных наблюдений [DeBaar et al., 1985a,b] свидетельстивуют, что ЛРЗЭ присутствуют главным образом в ионной форме, а ТРЗЭ — преимущественно

как комплексные соединения. Например, доля нахождения в форме свободного иона La^{3+} в 2 раза выше, чем иона Na^{3+} , и по мере утяжеления РЗЭ относительное количество ионных форм уменьшается. Таким образом, различия физико-химических особенностей поверхности гидроокислов Mn, Fe и форм легких и тяжелых РЗЭ проявляются, как было показано выше (см. рис. 90, a-d), в том, что на гидроокислах Mn аккумулируются преимущественно ЛРЗЭ, а на гидроокислах Fe — TPЗЭ.

Отмечавшееся уменьшение величин отношения $\Sigma(La - Sm)/\Sigma(Eu - Lu)$ от основания корки к ее поверхности при выдержанности по разрезу Mn/Fe (см. рис. 86) может указывать на относительное уменьшение доли компонентов гидротермальной природы в смеси морская вода — гидротермальный раствор. А. Мишар и др. [Michard et al., 1983), изучая РЭЗ в гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия, установили, что подобные растворы существенно обогащены ЛРЗЭ по сравнению с морской водой.

Особенности поведения Се в процессе накопления гидроокисной корки могут быть проиллюстрированы на примере распределения отношений Се/Се^{*}, Се/La, Ce/Yb и Ce/Sm (см. рис. 86, 88, табл. 30), которые довольно однотипно уменьшаются от базальных прослоев к верхним. Расчет Се-аномалии проводился согласно выражению Ce/Ce^{*} = $2(Ce/Ce_{cn})/(La/La_{cx} + Nd/Nd_{cn})$, где Ce, La, Nd — содержание в образце; Ce_{cn}, La_{cn}, Nd_{cn} — концентрация в глинистом сланце [Haskin, Haskin, 1966]. На корреляционной диаграмме Fe—Ce/Sm (см. рис. 90, *e*) видна отчетливая прямая зависимость этих величин (r 0,6), что сближает Се с группой TP3Э. Однако соотношение Ce/Sm — Mn/Fe носило характер менее ясно выраженной отрицательной связи (см. рис. 90 *ж*), не противоречащей отмеченным выше особенностям проведения Ce.

В целом высокие положительные значения цериевой аномалии Ce/Ce^{*} и отношений Ce/La, Ce/Yb, Ce/Sm для Mn—Fe-окисных отложений океана могут рассматриваться как индикаторы гидрогенного влияния [Elderfield, Greaves, 1981; Elderfield et al., 1981; Piper, 1974; Piper, Graef, 1974]. Справедливость этого положения особенно ярко проявляется на примере Mn—Fe-гидроокисных гидротермальных осадков, испытавших различный перенос от места их выпадения из растворов зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) [Ruhlin, Owen, 1986]. Если в 9 км от оси ВТП Ce/Sm 0,33, то при транспортировке на 1085—1139 км эта величина возрастает соответственно до 1,83—1,84. В том же направлении наблюдается увеличение $\Sigma P3Э$ в 5—7 раз, $10^{-4}\%$: от 103,96—150,19 до 787,43.

Вместе с тем из анализа данных по РЗЭ в гидроокисных корках подводных гор района Архипелага островов Лайн в Центральной Пацифике [Aplin, 1984] следует, что поведение обсуждаемых отношений в существенной мере контролируется глубиной океана. Сопоставление их значений для трех представительных интервалов глубины: 1150—1325 (обр. В), 2150—2650 м (обр. І), 4700 м (обр. S) — позволяет наметить весьма определенную тенденцию их уменьшения с глубиной — Ce/Ce*: (B) 3,01 - (I) 0,96 - (S) 0,51; Ce/La: (B) 5,13 - (I) 1,73 - (S) 0,96; Ce/Yb: (B) 42,33 - (I) 1,73 - (I) 1,7(I) 15,68 — (S) 7,58; Ce/Sm: (B) 38,36 — (I) 11,04 — (S) 4,58. Выявленная тенденция может быть интерпретирована в свете данных о распределении РЗЭ и, в частности, Се в водной толще Тихого и Атлантического океанов. Исследованиями Х.Де Баар и др. [DeBaar et al., 1983, 1985а] показано, что концентрации Се в Атлантике примерно в 2 раза выше, чем в Пацифике, и с увеличением глубины для обоих океанов характерно возрастание деплетированности данным элементом. В Атлантическом океане максимальные значения Се, особенно демонстративно проявляющиеся в распределении Се/Се*, регистрируются в верхнем (100—250 м) горизонте и постепенно понижаются с глубиной, в обратной зависимости от содержания растворенного О2.

Широко признано, что поведение Се в водной толще океана контролируется преимущественно окислительно-восстановительными реакциями типа [DeBaar 202

еt al., 1985a] 4СеО_{2(тв)} + 12 Н⁺ = $3Ce_{(в раств)}^{3+}$ О_{1(газ)} + 6H₂O.Такие реакции осуществляются посредством межфазного, сорбционного взаимодействия (в наших случаях с гидроокислами Fe), при заметной роли биохимических циклических процессов и циркуляции водных масс. В этом же аспекте геохимические особенности поведения Се в водной толще океана близки к переходным 3*d*-металлам: Mn, Fe, Co и др. [Сгаіg, 1974; Варенцов, 1976; Varentsov et al., 1979; Li, 1981; Whitfield, Turner, 1982, 1983].

Таким образом, рассматривая четко выраженное уменьшение значений Се/Се*. Ce/La, Ce/Yb, Ce/Sm (см. рис. 86, 88, табл. 30) от базальных прослоев гидроокисной корки к ее поверхности в контексте обсуждавшихся выше особенностей поведения РЗЭ в целом, а также тяжелых и легких фракций РЗЭ, можно сделать вывод о доминирующем значении гидрогенного фактора. На ранних этапах формирования корковидного нарастания подводная гора Крылова как вулканическая постройка располагалась существенно ближе к осевой зоне Срединно-Атлантического хребта при достаточно ощутимой роли гидротермальных компонентов, а глубина моря была относительно небольшой. Об этом свидетельствует наличие и гиалокластитов, слагающих субстрат, и потоков лавобрекчий близ вершины. Именно в таких мелководных хорошо аэрируемых обстановках, в которых морская вода отличается максимальными концентрациями РЗЭ, накапливались базальные Mn—Fe-прослои корки с высокими значениями Се-аномалий (прослой е. Се/Се* 4.15, см. табл. 30). При последующем перемещении Зеленомысской плиты к востоку и погружении ее до абиссальных глубин значение Се/Се* для верхних прослоев уменьшилось до 2.33 (прослой а, см. рис. 86, табл. 30). Однако как мантийный диапир подводная гора Крылова в процессе своего становления могла также испытывать и некоторое воздымание с абиссального основания плиты [Золотарев, 1984).

Специфика поведения Eu с наглядностью отражена в распределении Eu/Sm (см. рис. 89, табл. 30): величины этого отношения закономерно уменьшаются от нижних, базальных, частей Mn—Fe-гидроокисной корки (прослои е—д: 0,30—0,32) к поверхности (прослой а: 0,26), оставаясь заметно выше значений, характерных для глинистого сланца (0,21) и соответственно для континентального стока, а также для морской воды (0,26).

Подобные различия могут указывать на ощутимую роль гидротермальных процессов в ранние этапы образования корковидных нарастаний. Например, в гидротермальных Mn-гидроокисных (тодорокитовых) отложениях, корках зоны Галапагосского рифта [Migdisov et al., 1983; Varentsov et al., 1983] Eu/Sm 0,31, что близко к отмеченным выше величинам этих отношений для базальных прослоев корок подводной горы Крылова.

По данным А. Мишар и др. [Michard et al., 1983], в пробах гидротермальных растворов, отобранных при помощи подводного аппарата Сиана (Cyana) в районе 13° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, концентрации РЗЭ примерно в 1000 раз выше, чем в морской воде, при значениях Eu/Sm около 2,6 по сравнению с 0,26 для морской воды открытого океана (см. рис. 89). В этих пробах контаминированность морской водой менялась от 5—10 до 95%. Для оценки количества морской воды авторы приняли, что в конечном члене ряда гидротермальный раствор-морская вода содержание Mg равно 0. Если в сравнительно чистых гидротермальных растворах (5-50% морской воды) величина отношения Eu/Sm 2,19-3,18, то при существенном разбавлении морской водой (95%) она падает до 0,95 (см. рис. 89). Важно подчеркнуть, что А. Мишар и др. [Michard et al., 1983) указывают на отсутствие строгой пропорциональности между содержанием РЗЭ и контаминированностью гидротермальных растворов морской водой, что может быть обусловлено недостаточной тщательностью отбора проб и погрешностями при хранении и анализе растворов. Тем не менее общая выдержанность этой тенденции достаточно определенна.

Имеются основания считать, что величины отношения Eu/Sm в Fe — Мп-гидро-

Элемент		1-18-Д-54-1							
	a	б	В	Г	д	e	′ Ж		
T -	- i - i - i - i	207	260	100	150	140	26		
	291	297	209	180	150	148	15 .		
Ce D	1275	1440	1390	1210	1330	1133	93, 0		
PT	-	-	-	-	-	-	_		
Nd	258	255	278	188	176	126	113		
Sm	45,7	47,8	46,0	27,6	27,2	24,3	62,9		
Eu	11,9	13,4	13,4	7,9	8,8	7,2	4,6		
Gd	-	-	-	_	-	-	-		
ТЪ	9,5	11,6	9,5	5,5	5,9	4,9	3,3		
Dy	-	-	-	-	-	-	-		
Но	-	-	-	-	-	-	-		
Er	-	-	-	-	-	-	-		
Tm	-	-	-	-	-	-	-		
Yb	19,1	25,1	20,6	11,0	13,2	8,2	7,5		
Lu	2,9	3,4	3,1	2,1	2,4	1,8	0,9		
Sc	9,46	14,0	14,1	16,6	12,9	14,9	26,6		
$\Sigma P33_{(1,a-1,u)}$	1913,1	2093,3	2029,6	1632,1	1719,5	1453,4	360,2		
Ce/Ce**	2.33	2,61	2,54	3.29	4,08	4,15	0,49		
$\Sigma(La-Sm)/\Sigma(Eu-Lu)$	43.08	38.13	42.55	60.59	55.75	64.76	21.10		
La/Yb	15.24	11.83	13.06	16.36	11.36	18.05	10.00		
Lan/Yhn	1.33	1.03	1.14	1.43	0.99	1.57	0.87		
La/Sm	6.37	6.21	5.85	6.52	5.51	6.09	1.19		
Ce/La	4 38	4.85	`5 17	6 72	8 91	7.65	1 24		
Ce/Sm	27.00	30.12	30.22	43.84	4912	46.62	1.49		
Eu/Sm	0.26	0.28	0.20	0.79	0.32	-0,04	0.07		
Nd/La	0,20	0,20	1.03	1.04	1 17	0,50	151		
Ce/Vh	0,07	57 27	67.49	110.0	101 21	120 17	12.40		
CC/10 Vh/Sm	00,75	51,51	0/,40	110,0	0.40	130,17	12,40		
10/511	0,42	0,33	0,43	0,40	0,49	0,34	0,12		
Элемент	5	6	7	8	9	10	11		
La	10	, , 11	19	21	15.2	210	307		
Ce	20	20	20	21,	24.0	720	1100		
Pr	20	20	2)	21	24,0	720	1100 66		
Na	_	_	_			260	261		
Sm	-		- 60	60	- 5 0	40	201 5A		
5m Fn	4,0		10	1.0	J,2 17	10	J4 14		
Cd	1,0	1,4	1,7	1,0	1,/	10	14		
0u TL	-	-	-	-	-	-	23		
10	0,83	0,80	1,1	0,93	0,91	10	-		
Dy	~	-	-	-	-	-	52		
но	-	-	-	-	-	-	-		
Er _	-	-	-	-	-	-	31		
Tm	-	-	-	-	-	-	-		
Vh	2,5	2,4	3,2	2,7	2,7	30	28		
10									
Lu	0,38	0,41	0,52	0,41	0,43	10	4,2		

Таблица 30 Содержание РЗЭ и Sc в составляющих железомарганцевых корок горы Крылова, 10⁻⁴%

	1-18-,	Щ-54-2				3		
8	б	в	Г		2	3		
285	83	54	286	ب 514	466	384	227	
1420	440	193	1600	1679	1455	2126	735	
-	-	-	-	-	-	-	-	
289	72	57	267	477	5 96	401	272	
49,1	15,4	10,8	46,3	71	114	80	51	
14,1	4,1	2,6	12,1	15,0	24	15,0	11	
-	-	-		-	-	-	-	
10,1	3,3	1,9	9,4	_	19,0	11,0	8,1	
-	-	-	_	-	-	-	-	
-	-	_	-	_	-	-	-	
-	-			-	-	-	-	
-	-	-	_	-	-	_	-	
20,8	8,9	5,2	16,8	49	39	31	19,2	
3,3	1,1	0,69	2,81	8,5	7,0	5,4	3,2	
10,2	14,8	19,8	7,42	-	-	-	-	
2091,4	627,8	325,19	2240,41	2813,5	2720	3053,4	1326,5	
2,47	2,84	1,74	2,89	1,69	1,36	2,70	1,47	
42,30	35,08	30,30	53,50	18,40	29,56	47,93	30,96	
13,70	9,33	10,38	17,02	10,49	11,95	12,39	11,82	
1,19	0,81	0,90	1,48	0,91	1,04	1,08	1,03	
5,80	5,39	5,00	6,18	7,24	4,09	4,8	4,45	
4,98	5,30	3,57	5,59	3,27	3,12	5,54	3,24	
28,92	28,57	17,87	34,56	23,65	12,76	26,57	14,41	
0,29	0,27	0,24	0,26	0,21	0,21	0,19	0,22	
1,01	0,87	1,06	0,93	0,93	1,28	1,04	1,20	
68,27	49,44	37,11	95,24	34,26	37,31	68,58	38,28	
0,42	0,58	0,48	0,36	0,69	0,34	0,39	0,38	
12	13	14	15	16	17	18	19	
223	172	228	102	3,4	2,4		253	
143	298	219	435	4,3	3,1	5,85	803	
30,1	28	43,4	_	_	_	_	-	
158	139	201	145	2,3	2,4	13,6	251	
29,8	27	47,8	24	0,43	0,53	2,94	⁻ 44	
7,6	7,0	12,0	8,2	0,10	0,13	0,695	9,4	
36,0	30,6	55,8	33	0,45	0,59	-	-	
-	-	-	-	-	_	0,472	7,1	
39,5	32,0	50,0	30	0,45	0,53	-	-	
-	-	-	-	-	-	_	-	
31,0	20,9	31,0	16	0,314	0,309	_	-	
-	-	-	_	-	-	-	-	
27	19	28,9	15	0,327	0,25	2,46	25,5	
4,3	2,9	4,2	-	-	-	0,444	4,4	
_	-	_	-	-	_	-	_	

Т	a	б	л	И	ц	a	30	(окончание)	Ì
---	---	---	---	---	---	---	----	-------------	---

Элемент	5	6	7	8	9	10	11
$\Sigma P33_{(La-Lu)}$	39,91	40,41	60,72	59,84	50,14	1280	1962,2
Ce/Ce**	-	_	-	_	-	1,53	1,94
$\Sigma (La-Sm)/\Sigma(Eu-Lu)$	6,51	7,07	8,04	9,25	7,73	24,60	9,65
La/Yb	4,00	4,58	5,94	7,78	5,63	7,00	10,96
La _N /Yb _N	0,36	0,39	0,60	0,68	0,49	0,61	11,47
La/Sm	2,17	2,5	3,17	3,5	2,92	5,25	5,69
Ce/La	2,00	1,82	1,53	1,29	1,58	3,43	3,58
Ce/Sm	4,35	4,54	4,83	4,50	4,62	18,00	20,37
Eu/Sm	0,35	0,32	0,30	0,30	0,33	0,25	0,26
Nd/La	-	_	_	-	_	1,24	0,85
Ce/Yb	8,00	8,33	9,06	10,00	8,89	24,00	39,29
Yb/Sm	0,54	0,55	0,53	0,45	0,52	0,75	0,52

Примечание. Обр. 1—18-Д-54-1 — составляющие, прослои корковидного нарастания гидроокислов Мп. Fe и гидротермально измененного субстрата — палыгорскитизированного гиалокластита щелочного базальта: а — верхний прослой черных гидроокислов Mn, Fe (5—7 мм), материал представлен преимушественно Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом (б'FeMnOOH) с подчиненным количеством бернессита. примесью асболан-бузерита и гётита; 6 — прослой черных гидроокислов Mn, Fe (23—30 мм), главные компоненты: Fe-вернадит, Мп-фероксигит и гётит с подчиненным количеством бернессита, примесью асболан-бузерита, кварца, цеолитов (ломонтит, морденит, гейландит), смешанослойной фазы слюдасмектит, смектита и палыгорскита; в — прослой черных гидроокислов Mn, Fe (3-7 мм), преобладают Fe-вернадит, Mn-фероксигит и гётит, отмечаются следы смектита; г — прослой черных гидроокислов Мп. Fe (2—7 мм); д — буровато-черный прослой, интенсивно импрегнированный гидроокислами Мп. Fe (до 35 мм), преобладает гётит, в подчиненном количестве присутствуют Fe-вернадит и апатит; е — базальный прослой черных гидроокислов Мп, Fe (2—10 мм), главные компоненты: гётит и Fe-вернадит, в подчиненном количестве присутствует асболан-бузерит с малой примесью тодорокита; ж -субстрат, представленный глубоко измененным в Fe-палыгорскит гналокластитом шелочного базальта. Обр. 1-18-Д-54-2 — составляющие, прослои Мп-Fе-гидроокисной корки и гидротермально палыгорскитизированного субстрата (гналокластита щелочного базальта): а — верхняя корка гидроокислов Мл. Fe (7-10 мм), преобладают Fe-вернадит и рентгеноаморфные гидроокислы Mn, Fe (возможно Mn-фероксигит?); 6 — гидроокислы Мп, Fe, интенсивно импрегнирующие крапчато-пятнистую зону, развитую по глубоко переработанному гиалокластиту (10-15 мм), материал представлен рентгеноаморфными

ОКИСНЫХ КОНКРЕЦИЯХ, НАРАСТАНИЯХ И АССОЦИИРУЮЩИХ ОСАДКАХ ОТРАЖАЮТ ЗНАЧЕНИЯ этого отношения в компонентсодержащих растворах. Например, для мелководных Fe-Mn-конкреций величина Eu/Sm 0,21, что соответствует значению этого отношения в водах речного стока и морской воде мелководных областей океана и близко к величине, характерной для глинистого сланца [Haskin, Haskin, 1966]. Этот вывод справедлив и для Fe—Mn-окисных конкреций различных зон океана: Eu/Sm 0,20-0,25 [Piper, 1974]. Таким образом, несмотря на отдельные, редкие исключения, можно считать, что данная тенденция отражает изначальные особенности среды формирования Мп-Fe-гидроокисной взвеси, осадков. Это положение может быть проиллюстрировано на примере распределения отношения Eu/Sm в Mn—Fe-гидротермальных, металлоносных осадках [Ruhlin, Owen, 1986], как накапливавшихся непосредственно в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (9 км от оси ВТП Eu/Sm 0,26), так и испытавших значительный перенос (1085-1139 км от оси ВТП, Eu/Sm 0,25-0,27). Существенно, что на протяжении всего этого траверса величины Eu/Sm отличаются замечательным постоянством.

Экстраполируя приведенные выше соотношения на относительно древние прослои Mn-Fe-корки подводной горы Крылова (Eu/Sm, 0,30-0,32), можно сделать

-								
	12	13	14	15	16	17	18	19
	1729,3	1 1	921,1	808,2	12,071	10,239	41.561	1397.4
	3,01	0,96	0,51	1,75	0,76	0,65	0,204	1.59
	10,89	5,91	4,06	6,91	6,36	4,66	9,209	29.12
	8,26	9,06	7,89	6,8	10,40	9,60	6,138	9,92
	11,43	11,47	_	11,49	0,91	0,84	0,535	0,86
	7,48	6,37	4,77	4,25	7,91	4,53	5,14	5,75
	5,13	1,73	0,96	4,26	1,26	1,29	0,39	3,17
	38,36	11,04	4,58	18,13	10,00	5,85	1,99	18,25
	0,26	0,26	0,25	0,34	0,23	0,24	0,24	0,21
	0,71	0,81	0,88	1,42	0,68	1,00	0,90	0,99
	42,33	15,68	7,58	29,0	13,15	12,4	2,38	31,49
	0,91	0,70	0,60	0,63	0,76	0,47	0,84	0,58

гидроокислами Mn, Fe (возможно, Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом), палыгорскитом с малой примесью слюды, смектита, гидрогётита и кварца; в — кремовый глубоко гидротермально переработанный материал субстрата по гиалокластиту, представлен палыгорскитом с малой примесью слюды (?), смектита, гидрогётита; г — черные сажистые гидроокислы Mn, Fe, слагающие боковую корку, материал представлен Fe-вернадитом и рентгеноаморфными гидроокислами Mn, Fe (Mn-фероксигит?), в следовых количествах присутствует апатит. 1-4 - Mn-Fe-конкреции Тихого океана [Piper, 1974]: 1 — обр. 2, 807 м, 2 — обр. 13, 3000 м, 3 — обр. 21, 4300 м, 4 — глубоководные конкреции, средний состав, Мировой океан; 5-9 - щелочные базальты горы Крылова (по данным Б.П. Золотарева): 5-7 — оливиновые, частично гидротермально измененные: 5 — обр. z-55, 6 — обр. z-56, 7 — обр. z-57, 8 — гиалобазальт, слабо гидротермально измененный, обр. z-92,9 — средний состав (5-8); 10 — Мп-Fe-конкреции Мирового океана, средний состав [McKelvey et al., 1983]; 11-14 - гидрогенные Mn—Fe-корки района архипелага островов Лайн, северо-запад Тихого океана [Aplin, 1984]: 11 — средний состав (19 обр.), 12 — обр. В, 1150—1325 м, 13 — обр. *I*, 2150—2650 м, 14 — обр. S, 4700 м; 15 — диагенетические Mn—Fe-конкреции, средний состав [Elderfield et al., 1981]; 16, 17 — фораминиферы, средний состав (90% РЗЭ содержится в Mn—Fe-нарастаниях): 16 — кайнозойские [Palmer, Elderfield, 1986], 17 — современные [Palmer, 1985]; 18 — металлоносные осадки осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия, средний состав [Piper, Graef, 1974]; 19 — мелководные океанические Мп-Fe-конкреции, средний состав [Piper, 1974].

вывод, что рудообразующий раствор был представлен преимущественно морской водой, в которой доля гидротермальных компонентов не превышала 1—2% на ранних стадиях аккумуляции (прослои в-е, обр. 1-18-Д-54-1, см. 89, табл. 30). Более верхние части корки (Eu/Sm 0,26—0,28, прослои а,6; обр. 1-18-Д-54-1, см. рис. 89, табл. 30) формировались при более значительном разбавлении гидротерм морской водой, что наложило общий гидрогенный отпечаток на эти Mn—Fe-нарастания. Однако, если 1—2%-ное содержание гидротермальной составляющей в смеси с морской водой относительно неярко проявляется на балансе РЗЭ, в частности Еu и Sm, то такая примесь может весьма существенно сказываться на распределении Mn, Fe, для которых содержания растворенных и взвешенных форм этих металлов на несколько порядков выше, чем в морской воде [Bowers et al., 1985; Corliss et al., 1973, 1978; Edmond, 1980; Edmond et al., 1979; Lalou et al., 1986; Klinkhammer et al., 1983, 1985; Thompson, 1983; Tunnilliffe et al., 1986; Von Damm, Edmond, 1986].

Для сравнения следует указать, что отношение Eu/Sm в корках района подводных гор архипелага Лайн [Aplin, 1985] 0,25—0,26, что близко к верхнему пределу, характерному для Fe—Mn-конкреций Тихого океана, во многих регионах которого роль гидротермального источника РЗЭ, Mn, Fe и других тяжелых металлов весьма ощутима [De Baar et al., 1985a; Leinen, Stakes, 1979]. Изложенный материал позволяет подчеркнуть ряд главных положений.

Гора Крылова является подводным вулканом центрального типа, связанным с излиянием, эрупциями субщелочных, щелочных слабо дифференцированных базальтов на Зеленомысской абиссальной плите. Мп—Fe-гидроокисные корки пользуются развитием в верхней—средней частях поднятия. Для них характерно тонкомикрослоистое строение: верхние 5—7 см представлены главным образом Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом (δ'MnFeOOH) с подчиненными количествами бернессита, примесью асболан-бузерита, гётита; к основанию корки количество Mn-фероксигита сокращается. В базальных прослоях Mn-фероксигит отсутствует и главной Fe-гидроокисной фазой становится гётит, Mn-гидроокислы представлены Fe-вернадитом. В целом для корок характерна относительная устойчивость отношений Mn/Fe (0,64—0,89, редко 1,13). Mn—Fe-корки формировались на субстрате, сложенном почти чистым Fe-палыгорскитом — продуктом гидротермального изменения гиалокластита щелочного базальта.

В рассматриваемых корках наблюдается уменьшение $\Sigma P3Э$ от поверхности к базальным прослоям, $10^{-4}\%$: от 2093,2 до 1453,4. Между содержанием лантаноидов и Mn, Fe имеет место четко выраженная прямая корреляционная связь (0,74), что отражает доминирующее значение гидрогенного сорбционного механизма накопления P3Э гидроокислами Mn, Fe.

В распределении легких и тяжелых РЗЭ в разрезе корки отчетливо проявляется тенденция уменьшения содержания легких фракций РЗЭ при соответствующем возрастании тяжелых лантаноидов от базальных прослоев к поверхности. Существенно. что между отношениями Mn/Fe и La/Sm отмечается высокая корреляционная связь (r 0,8), т.е. главным носителем ЛРЗЭ являются гидроокислы Мп, соответственно. ТРЗЭ ассоцииочют с гидроокислами Fe: между величинами Fe и Yb/Sm наблюдается хорошая корреляция (г 0,89). Установленные различия в поведении легких и тяжелых РЗЭ интерпретируются на основе физико-химических особенностей поверхности гидроокислов Mn. Fe. форм нахождения РЗЭ в морской воде и относительной доли гидротермальных компонентов в смеси гидротермальный раствор-морская вода. ЛРЗЭ, присутствующие в морской воде преимущественно в катионной форме, предпочтительно сорбируются Мп-гидроокислами, отличающимися низкой величиной pH TH3 (<3). Тогда как ТРЗЭ, находящиеся в морской воде главным образом в комплексной форме, поглощаются в основном гидроокислами Fe, для которых рН ТНЗ 7,5. Уменьшение относительных количеств ЛРЗЭ от основания к поверхности корки косвенно свидетельствует об относительном сокращении компонентов гидротермальной природы в смеси с морской водой в поздние этапы накопления гидроокислов Mn, Fe.

Для Се характерно сокращение концентраций и отношений Ce/Ce*. Ce/La. Ce/Yb. Ce/Sm от базальных прослоев корки к поверхности. Между величинами Fe—Ce/Sm наблюдается отчетливая корреляционная зависимость, что сближает Се с ТРЗЭ. В целом при ведущем значении гидрогенного фактора (Се/Се* 4,15-2,33) существенная роль в контроле распределения Се принадлежала опусканию подводной горы Крылова при перемещении Зеленомысской плиты от осевой зоны Срединно-Атлантического хребта в сторону Африканского континента. Установлено [DeBaar et al., 1983, 1985], что водные горизонты малых глубин Атлантики существенно обогащены РЗЭ, в частности Се, по сравнению с абиссальными массами, что находит отражение в Мп--- Ге-гидроокисных корках. В поведении Еи обрашает на себя внимание сокращение отношений Eu/Sm от нижних частей корки (0,30-0,32) к поверхности (0,26). Если принять во внимание, что в гидротермальных Mn-отложениях Галапагосской рифтовой зоны Eu/Sm 0,31 [Migdisov et al., 1983], a для морской воды 0.26, а состав гидротерм активных зон океана [Michard et al., 1983; Corliss et al., 1978; Klinkhammer et al., 1983] отличается 1000-кратным обогащением РЗЭ при Eu/Sm около 2,6, то роль компонентов гидротермальной природы в смеси с морской водой на ранних этапах формирования Mn—Fe-гидроокисных корок может быть достаточно существенной.

Таким образом, минеральный состав и распределение РЗЭ в Мп—Fе-гидроокисных корках подводной горы Крылова дают основание считать, что на ранних этапах формирования, когда это поднятие располагалось в относительной близости от осевой зоны Срединно-Атлантического хребта и при активизации субширотных (субтрансформных) разломов, роль гидротермальных компонентов была ощутимой. На поздних стадиях, по мере движения Зеленомысской абиссальной плиты к востоку, усилилось значение гидрогенных факторов.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Условня седиментогенеза в пределах отдельно стоящих гор. Газогидрогеохимические исследования позволили охарактеризовать седиментогенез с позиций устойчивости различных минеральных форм в разрезах океанической толщи и отработать методику выявления современной гидротермальной деятельности или ее реликтов по особенностям в распределении растворенных газов и различных микрокомпонентов.

Погружной модуль системы "Розет" позволил непрерывно по мере спуска регистрировать температуру и соленость морской воды, а также отбирать пробы с 24 уровней. На борту судна пробы воды дегазировались в вакуумной установке. Извлеченные газы анализировались на портативных хроматографах "Газохром-3101". Параллельно пробы воды исследовались на ионанализаторе "Орион", где измерялись окислительно-восстановительные параметры растворов (*Eh*, pH), содержания кислорода и целого ряда ионов: Cl⁻, Br⁻, J⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺. Объемными методами определялись концентрации HCO₃⁻, (CO₃²⁻)-и SO₄²⁻нонов.

По окончании рейса в стационарных условиях анализировались концентрации тяжелых металлов Pb, Zn, Cu (амальгамная полярография) и фосфора (калориметрия). В океанических илах с использованием метода солянокислых вытяжек изучалось содержание легкоподвижных форм Ca, Mg, Fe, Mn, P. Газометрическими методами исследовалось содержание карбонатов, водноспиртовые вытяжки из илов давали информацию о химическом и газовом составе поровых растворов.

За время 1-го рейса нис "Академик Николай Страхов" произведено четыре глубоких газогидрогеохимических промера океанической толщи. Два из них — на абиссальных равнинах — равнине Мадейра (31°36,0' с.ш., 24°46,0' з.д.) и холмистой равнине южнее горы Круизер (29°46,0' с.ш., 30°27,1' зд.) и два — у подножий гор Крылова (17°24,2' с.ш., 29°49,1' з.д.) и Безымянной — 640 (15°40,0' с.ш., 36°14,5' з.д.).

Сравнение температурных и газогидрогеохимических характеристик разрезов океанической толщи над горами и над абиссальными равнинами явилось методологической основой данной работы.

Температура. Наиболее представительными оказались температурные разрезы, выполненные быстродействующими термометрами погружного модуля системы "Розет" у подножия горы Безымянной—640 и над холмистой равниной южнее горы Круизер (в дальнейшем — над холмистой равниной). Временной шаг регистрации температуры в памяти лабораторного компьютера VT-20 составлял 30—40 с, что при скорости спуска погружного модуля 1 м/с соответствовало 30—40 м. Точность показаний температурного датчика около 0,01° С.

На рис. 91 воспроизводится сопоставление этих температурных кривых, построенных по случайно выбранным точкам. Сразу обращает на себя внимание значительное расхождение кривых в интервале глубин 200—2000 м. Максимум расхождения (3,5°) приходится на глубины 500—600 м. Наложение кривых наблюдается в интервале



Рис. 91. Температурные разрезы океанической толщи над подножьем горы Безымянной — 640 (1) и над холмистой равинной южиее горы Круизер (2)

глубин 0—200 м в верхней части разрезов и после 4000 м — в нижней. Следует отметить, что кривая температуры в океаническом разрезе над горой Крылова (интервал 0—1600 м) практически сливается с таковой для горы Безымянной—640, поэтому она не нанесена на график.

Анализ температурных кривых над горой и над равниной позволил сделать первое и самое общее заключение, что не только характер теплообмена, но, очевидно, и сама динамика водных масс существенно зависят от рельефа дна, даже в том случае, если положительные его формы представлены отдельно стоящими горами, а не протяженной цепью хребтов.

По сравнению с абиссальной равниной водные массы над горами Безымянной—640 и Крылова ощутимо охлаждены. Здесь геологически важная изотерма 4° С оказывается как бы приподнятой на 500 м над прилегающими участками океана. Этот факт находит отражение и в газогидрогеохимических параметрах среди седиментогенеза.

Состав воднорастворенных газов. Газовый режим океанической толщи во многом формирует среду седиментогенеза и часто определяет направленность диагенеза осадков. За пределами шельфовых частей океана резко падает доля биогенных газов и, естественно, большую ценность приобретает информация о содержании воднорастворенного кислорода и о величине отношения N₂/O₂, поскольку последняя дает представление о динамике расходования кислорода в окислительно-восстановительных реакциях.

Известно, что в разрезах водной толщи океана на средних глубинах наблюдаются более низкие концентрации кислорода, чем в слоях, расположенных выше и ниже. В Атлантике слой дефицита кислорода весьма контрастно проявлен в приэкваториальных и слабо выражен или совсем отсутствует в приполярных широтах [Сапожников, 1967; Сапожников, Чернякова, 1967]. Обычно в слое дефицита кислорода фиксируются всплески концентраций некоторых соединений Р и N, что безусловно указывает на биохимическую природу этого слоя.

Рассмотренные температурные различия водных разрезов в соответствии с морфологией дна наметились и в расположении слоя дефицита кислорода над горами и над равнинами. Очевидно, что слой дефицита кислорода является не чем иным, как слоем бактериального окисления биомассы, образующейся на поверхности океана и постепенно оседающей на дно. И действительно, положение этого слоя наиболее отчетливо прослеживается по распределению отношения N₂/O₂ и по приросту воднорастворенной углекислоты — конечного продукта аэробного брожения. Поскольку содержания N₂ и O₂ в атмосфере постоянны, то с поправкой на растворимость N₂ и O₂ в морской воде величина их отношения должна быть также постоянной — 1,87 (25°C), если эти газы не участвуют в каких-либо реакциях. Азот практически инертен, следовательно, процессы окисления, потребляющие кислород, должны повышать величину N₂/O₂ от 1,87 до бесконечно большого значения при O₂ \rightarrow O. Если окисляется органическое вещество, то параллельно



Рис. 92. Распределение воднорастворенной углекислоты (1) и отношения N_2/O_2 (2) в разрезе над абиссальной равниной Мадейра

Рис. 93. Распределение воднорастворенной углекислоты (1) и отношения N₂/O₂ (2) в разрезе над холмистой равниной южнее горы Крунзер



Рис. 94. Распределение воднорастворенной углекислоты (1) и отношения N₂/O₂ (2) в разрезе над склоном горы Крылова

Рис. 95. Распределение воднорастворенной углекислоты (1) и отношение N_2/O_2 (2) в разрезе над подножием горы Безымянной—640 (2)

росту величины N_2/O_2 должно увеличиваться и содержание углекислоты. Ход кривых N_2/O_2 и CO₂ в изучаемых разрезах наглядно это подтверждает (рис. 92—96).

В разрезах над равнинами максимальное расходование кислорода приурочено к глубинам около 1000 м (табл. 31, 32), тогда как над горами этот слой приподнят на 400—600 м (табл. 33, 34).

Над горами процессы окисления органического вещества в толще океана выгля-



Рис. 96. Содержание металлов в океанической толще *а* — над подножнем горы Безымянной—640; *б* — над холмистой равниной южнее горы Круизер. *1* — Pb, *2* — Zn, *3* — Cu

дят более интенсивными, о чем свидетельствуют большие концентрации углекислоты в слое дефицита кислорода. К сожалению, рассматривая состав растворенных газов, мы вынуждены использовать лишь сведения об относительных их концентрациях. При подъеме проб воды с глубины в пробоотборниках происходила декомпрессия и часть объема газов терялась. Представленная в таблицах графа V_r (газосодержание) соответствует на газовому фактору, а лишь объему газов, который сохранился в пробах воды к моменту вакуумного извлечения. Тем не менее даже относительные величины дают достаточно полную газовую картину изучаемых разрезов (табл. 35, 36): близкий к насыщению по кислороду — приповерхностный слой (N₂/O₂ 2,1—2,5), глубже примерно две трети кислорода срабатывается в окислительно-восстановительных реакциях (N₂/O₂ 6,5—6,8), и далее на глубинах, соответствующих изотерме 4°C, относительные концентрации O₂ становятся по величине близкими к поверхностным (N₂/O₂ 2,4—2,6).

Окислительно-восстановительные параметры среды. Распределения *Eh* и pH вод в изучаемых разрезах представлены обычными для океана величинами, но все же следует отметить индивидуальный характер среды для каждого из разрезов. Общие свойства подчеркиваются двумя закономерностями: относительным уменьшением pH с глубиной и не всегда четко выраженным падением величины *Eh* в слое дефицита кислорода.

В разрезе над абиссальной равниной Мадейра окислительно-восстановительные потенциалы среды наиболее высоки и колеблются в интервале 380—422 мВ, причем верхний предел, вопреки установившемуся мнению, соответствует одному из самых низких содержаний растворенного кислорода (см. табл. 31). Величины рН варьируют незначительно. Если не принимать во внимание рН поверхностной воды (в данном случае 8,2), то размах колебаний равен 0,2 (от 7,75 до 7,95).

 Состав растворенных газов в разрезе океанической толщи
в центральной части абиссальной равнины Мадейра
(12.07.1985; 31° 36' с.ш., 24° 48' з.д.; 5360 м), % об.

Глубина оп- робования, :	M, °/ ₀₀	pН	Ећ, мВ	N ₂	0,	CO3	N ₂ /O ₂	V _г , мл/л
215	۱ 36.37	7.95	ו ו 420	76.6	23.3	I Не опо.	1 3.3	5.0
630	35,55	7,80	415	80,4	15.0	3.6	5.37	12.5
1045	35,50	7,75	415	82,0	15,5	1.2	5.3	5.0
1460	35,40	7,75	415	79,5	12,3	3.1	6.5	5.0
1875	35,22	7,75	422	82,1	13,5	2,1	6.1	6.0
2290	35,11	7,75	420	74,6	21,2	2,0	3,5	5,0
2705	34,99	7,86	419	73,4	24,4	0,9	3,0	10,0
3120	34,94	7,82	415	74,2	21,0	1,9	3,5	10,0
3535	34,94	7,75	388	71,6	24,8	1,0	2,9	7,0
3950	34,92	7,75	380	73,1	25,8	0,7	2,8	10,0
4365	34,83	7,85	405	71,9	27,8	0,4	2,6	10,0
4780	34,60	7,80	397	70,0	25,2	1,3	2,8	10,0

Таблица 32

Состав растворенных газов в разрезе океанической толщи над абиссальной холмистой равниной южнее горы Крунзер (16.08.1985; 29° 46 ' с.ш., 30° 27,1' з.д.; 4500 м), % об.

Глубина опробова- ния, м	T°,C	M,º / • •	рН	Eh, мВ	N ₂	0 ₂	CO 2	N ₂ /O ₂	V _Г , мл/л
			1	1	1	1		1	
0	25,0	37,03	8,20	295	65,9	31,0	1,2	2,12	15,0
300	15,6	36,18	7,85	257	71,8	24,3	1,7	2,95	16,0
600	11,4	35,56	7,70	255	73,1	22,6	2,0	3,23	18,5
904	8,6	35,37	· 7 ,64	260	75,2	20,2	2,6	3,72	17,0
1202	7,0	35,39	7,63	260	73,1	23,1	2,2	3,16	18,0
1503	5,3	35,15	7,62	268	71,7	24,4	1,8	2,93	21,0
1798	4,3	35,04	7,61	272	70,9	26,9	1,9	2,64	20,5
2102	3,5	35,26	7,61	270	72,1	26,2	1,5	2,75	26,0
2492	2,9	34,97	7,61	266	70,0	26,8	2,0	2,61	24,0
2834	2,6	34,97	7,60	272	71,3	27,5	1,6	2,59	24,5
3210	2,4	34,87	7,58	269	70,7	27,4	1,9	2,58	27,0
3679	2,3	34,89	7,57	273	70,6	26,7	1,9	2,64	23,5
4130	2,2	34,79	7,57	277	69,8	28,5	1,5	2,45	23,5

В районе горы Крылова величины *Eh* ощутимо ниже. Имея общий размах 300—425 мВ, они падают до 300—318 мВ в слое дефицита кислорода. Средние значения величины рН близки к предыдущим, но вариации выше (от 8,33 на поверхности до 7,64 на глубине 1608 м, см. табл. 33).

В разрезе над горой Безымянной—640 величины *Eh* варьируют в интервале 250—274 мВ, причем нижнее значение соответствует слою дефицита кислорода. Величины pH в целом имеют высокий уровень и лишь в одном случае понижаются до 7,8 (см. табл. 34).

Наиболее низкие значения *Eh* отмечаются в разрезе над холмистой равниной (255—295 мВ), причем им соответствуют сравнительно невысокие величины рН

Состав растворенных газов в разрезе океанической толщи над склоном горы Крылова (4.08.1985; 17° 24.2' с.ш., 29° 49.1' з.д.; 2050 м), % об.

Глубина оп- робования, м	T°, C	M, °/00	рН	<i>Ећ,</i> . мВ	N ₂	0 ₂	CO2	N ₂ /O ₂	Vг, мл/л
0	26.0	36.54	8.33	425	66.6	י ו 30.3	1.1	2.20	11.0
150	17.2	36,54	8,05	314	78.8	15.9	2.7	4,96	6.5
285	14,1	35,83	7,80	315	81,0	13,2	3.0	6,13	6.5
407	12,0	35,00	7,75	318	81,2	12,0	3,3	6,77	6,5
537	9,8	35,00	7,90	300	81,6	15,1	1,4	5,44	5,0
710	7,6	35,08	7,77	308	80,4	15,0	2,2	5,36	5,0
833	6,8	34,96	7,86	310	78,7	18,8	1,1	4,19	8,5
1370	5,0	34,99	7,80	330	74,2	21,1	2,1	3,52	10,0
1420	4,8	34,99	7,75	343	74,9	20,9	2,2	3,58	10,0
1608	4,3	34,70	7,64	352	73.0	25.0	0.9	2,90	12,5

Таблица 34

Состав растворенных газов в разрезе океанической толщи над горой Безымянной–640 (подножье) (10.08.85; 15° 50,0' с.ш., 36° 14,5' з.д.; 4500 м), % об.

Глубина оп- робования, м	T°, C	M, °/ ₀₀	рН	Eh, мВ	N ₂	0,	CO 2	N ₂ /O ₂	V _Г , мл/л
	1		0.41	1 204	1 70.0	1	1		
0	26,5	36,95	8,41	294	70,3	28,1	0,9	2,5	14,0
100	19,6	36,91	8,32	301	76,0	22,2	Не опр.	3,42	11,0
208	15,6	35,92	7,98	262	81,9	12,3	3,7	6,65	6,5
522	8,7	35,11	7,80	250	82,7	12,1	3,9	6,84	7,5
907	6,0	34,84	7,86	306	78,9	13,7	4,5	5,74	12,0
1 30 7	4,6	35,01	7,86	312	76,4	18,3	3,2	4,17	9,5
1709	3,8	35,00	7,95	313	· 73,8	31,1	3,7	3,50	16,5
2062	3,2	34,94	7,98	348	72,2	25,6	2,6	3,06	19,0
2363	3,0	34,94	7,98	374	71,0	25,8	2,6	2,75	23,5
2728	2,7	34,91	7,85	306	70,2	26,1	1,8	2,70	25,0
3144	2,4	34,93	7,88	306	71,4	26,6	1,0	2,68	20,0
3588	2,3	34,87	7,92	328	69,0	27,9	1,2	2,47	15,5
4088	2,2	34,89	7 ,9 7	348	67,7	28,3	1,2	2,39	14,5

(7,57—7,70 в глубокой части и 7,85—8,20 на поверхности океанической толщи) (см. табл. 32).

Общая минерализация и основные солевые компоненты. Общая минерализация исследуемых растворов определялась двояко: подсчитывалась сумма солевых компонентов при полном анализе и непосредственно регистрировалась по электропроводности на солемере "Аутосал" или погружным модулем системы "Розет". Изменение величин общей минерализации для всех изученных разрезов имеет стандартный характер: на поверхности океана общая минерализация составляет 36,18—36,58%, а с глубиной падает до 34,60—34,89%. Однако, анализируя кривые непрерывной записи изменения общей минерализации с глубиной, выполненные системой "Розет", можно убедиться, что намечаются как минимум два интервала глубин, где происходят отклонения от плавной кривой падения этих величин.

Состав растворенных газов в разрезе океанической толщи в районе вершины горы Крунзер (10.07.1985; 32° 16,5' с.ш., 27° 31' з.д., 674 м), % об.

Глубина опробова- ния, м	M, °/00	pH	Ећ, мВ	N ₂	0,	CO2	N ₂ /O ₂	V _г , мл/л
10	36,66	8,10	410	69,4	29,4	Не опр.	2,36	7,5
20	36,65	8,09	405	67,1	31,3	**	2,14	6,25
40	36,58	8,07	415	68,8	30,3	**	2,27	5,0
60	36,12	7,8	430	75,0	33,2	••	2,26	7,5
80	36,54	8,20	450	71,5	27,6	0,05	2,60	10,0
100	36,81	8,17	430	68,7	30,2	0,05	2,27	12,5

Примечание. Газосодержание оценивалось по выходу газов из растворенного состояния в течение 4 вакуумизаций одного и того же объема воды. Это составляет ~50-60% от истинного газосодержания.

Таблица 36

Состав растворенных газов в разрезе океанической толщи над горой Безымянной – 640 (середина склона) (10.08.85; 15° 53,8' с.ш., 36° 31,1' з.д.; 2000 м), % об.

Глубина опро- бования, м	T, °C	M, %,00	pН	Ећ, мВ	N ₂	02	CO2	N ₂ /O ₂	V _г , мл/г
35	25,5	36,59	8,13	334	65,3	l 30,8	1,2	2,11	15,0
60	23,2	37,24	8,02	238	64,8	31,7	1,2	2,04	13,0
95	22,0	37,26	7,99	234	65,8	29,9	1,4	2,20	12,0
130	20,4	37,17	7,90	230	67,5	28,7	1,2	2,35	8,0
165	17,8	36,61	7,79	217	72,8	23,6	0,9	3,08	8,0
200	16,3	36,39	7,80	219	71,4	26,9	0,6	2,65	7,0

П р и м е ч а н и е. Величина газосодержания вычислена путем внесения поправки на остаточное содержание О₂ после вакуумирования водных проб (потенциометрическое определение на иономере "Орион").

Для всех разрезов в интервале глубин 0—200 м наблюдается относительный "всплеск" общей минерализации на 0,3—0,6%. Уровень второго "нерегулярного" участка глубин соответствует 1300 м. В разрезе над горой Безымянной—640 выше этого слоя зарегистрирован 800-метровый участок относительного опреснения (~ на 0,3%) океанической воды. Напротив, в разрезе над холмистой равниной примерно в этом же интервале наблюдается удивительное постоянство общей минерализации 35,38%, в то время как в интервалах 0—700 м и глубже 1300 она постепенно падает.

Основные солевые компоненты океанической воды — Cl⁻, SO²⁻, Na⁺, K⁺, Mg²⁺ изменяются вслед за общей минерализацией в пропорциональных отношениях (табл. 37—40). Исключение составляют кальций- и гидрокарбонат-ионы, прочно связанные карбонатной системой, отчего относительное изменение их концентраций не всегда согласуется с вариациями общей минерализации.

Фосфор. Анализировался в двух разрезах, химически наиболее полно охарактеризованных: над горой Безымянной—640 и над холмистой равниной. Максимумы содержаний этого элемента отчетливо выделяют слой дефицита кислорода над горой и практически не проявляются в этом слое над равниной (табл. 38, 40).

Номер пробы	Глуби- на отбо- ра, м	рН	Eh, мВ	СІ ⁻ , г/л	Na ⁺ , г/л	К ⁺ , г/л	Са ^{2•} , г/л	Mg ²⁺ , г/л	Вг⁻, мг/л	Ј⁻, мг/л	M, %/00
1518	215	7.95	1 420	20,3	11,00	0,415	0,434	1,56	72,0	0,070	36.37
1517	630	7.80	415	19,8	10,7	0,404	0,418	1,45	70,4	0,070	35,55
1516	1045	7,75	415	19,5	10,6	0,406	0,417	1,45	69,8	0,068	35,50
1515	1460	7,75	415	19,8	10,5	0,403	0,420	1,36	71,3	0,068	35,40
1514	1875	7,75	422	19,9	10,4	0,407	0,416	1,40	71,5	0,066	35,22
1513	2290	7,75	420	19,7	10,3	0,409	0,418	1,36	71,3	0,066	35,11
1512	2705	7,86	419	19,6	10,3	0,406	0,418	1,36	70,8	0,067	34,99
1511	3120	7,82	415	19,4	10,3	0,403	0,408	1,37	69,8	0,067	34,94
1510	3583	7,75	388	19,7	10,3	0,406	0,411	1,34	70,8	0,070	34,94
1509	3950	7,75	380	19,7	10,4	0,404	0,410	1,34	70,8	0,064	34,92
1508	4365	7,85	405	19,8	10,3	0,404	0,418	1,40	71,3	0,066	34,83
1507	47,80	7,80	397	19,8	10,3	0,405	0,418	1,39	71,3	0,062	34,60

Химический состав океанической воды в разрезе над абиссальной равниной Мадейра (12.07.1985; 31° 36' с.ш., 24° 48' з.д.)

Примечание к табл. 37-40. Анализ проводился на иономере "Орион".

Будучи индикаторным элементом, указывающим, в частности, на аэробное окисление органического вещества, фосфор подтверждает ранее высказанную мысль о более интенсивном процессе окисления в слое дефицита кислорода над горой Безымянной—640. Здесь на глубинах 500—900 м фосфор достигает концентрации около 0,1 мг/л — величины, близкой к равновесной для природного фосфата. В табл. 40 отчетливо видна обратная зависимость между содержанием кислорода и фосфора — хорошо известная закономерность не только для Атлантического, но и для Тихого океана [Сапожников, Чернякова, 1967].

Свинец, цинк, медь. Определялись в разрезе над горой Безымянной—640 с целью обнаружения реликтов гидротермальной деятельности. Для сравнения в качестве холостого опыта проанализирован разрез над холмистой равниной (см. рис. 35). Если последний принять за эталон фоновых содержаний металлов, то можно уверенно утверждать, что в разрезе над горой металлы обнаруживают аномальные всплески поблизости у дна и на средних глубинах. В 400 м от дна Zn имеет 2-кратную, а Pb — 10-кратную концентрацию относительно местного фона. На глубине 1800 м наблюдается индивидуальный пик Zn, достигающего 4-кратной фоновой концентрации, а в интервале 800—1200 м четко прослеживаются аномалии Cu и Pb (~6·Cu_{фов} и 7·Pb_{фов}).

В заключение этого раздела, в котором представлен сугубо эмпирический материал, отметим несколько важных моментов, характеризующих седиментогенез в районе исследования с точки зрения газогидрогеохимии:

1. Над отдельно стоящими горами обнаруживается зона охлаждения водных масс, что предполагает их вертикальное перемещение и более активную динамику процессов, чем над абиссальными равнинами.

2. Слой дефицита кислорода, более контрастно развитый над подводными горами, должен оказывать влияние на карбонатную и, вероятно, на фосфатную минералообразующие системы, поскольку в этом слое происходят биохимическая генерация углекислоты и высвобождение фосфора из органического вещества.

3. Обстановка седиментогенеза и подводного выветривания на склонах гор соответствует условиям достаточно высокой окислительности, о чем говорят данные о *Eh* и pH и о содержаниях воднорастворенного кислорода.

4. Металлометрические разрезы позволяют утверждать, что некоторые участки

склонов горы Безымянной — 640 являются источниками Pb, Zn, и Cu. Считая современную гидротермальную деятельность маловероятной, уместно предположить существование здесь локальных зон окисления сульфидных минералов-индикаторов гидротермальных процессов, происходивших на ранних стадиях формирования базальтового (?) цоколя этой горы.

Условия седиментогенеза и диагенеза осадков склона горы Безымянной-640. Наиболее комплексно газогидрогеохимическими методами был исследован район подводной горы Безымянной—640, поэтому на основе именно этих материалов мы попытаемся охарактеризовать устойчивость некоторых минералообразующих систем на условном контакте седиментогенез-диагенез.

Как было показано, в разрезе океанической толщи над горой наблюдается аномальное распределение температуры с глубиной по сравнению с таковым над абиссальными равнинами. Зона охлаждения над горой не может быть объяснена подпором холодных масс воды при столкновении донного течения с преградой. Хотя высота горы относительно дна значительная — около 4000 м, трудно представить себе сколько-нибудь заметный подъем плотной воды по склону, как бы ни была велика скорость придонного течения, поскольку отдельно стоящая гора не может служить для него "порогом".

Зона охлаждения над горой Безымянной — 640 свойственна не только району расположения этой горы. Аналогичный эффект подмечен и над подводной горой Крылова. В связи с этим можно предположить, что и другие подводные сооружения (сравнительно древние, с плотным базальтовым цоколем, имеющим высокую теплопроводность) играют роль своеобразных теплообменников, отводящих тепло с приповерхностных объемов океана к подножию гор, где температура воды не превышает 2,2—2,3°С. Если это так, то в ближайшем окружении подводной горы возникает торообразная циркуляция водных масс — нисходящий охлажденный поток по склонам горы и восходящий — на некотором удалении от склонов, компенсирующий опускание холодных масс воды. Разумеется, региональные океанические течения могут исказить идеальную торообразную циркуляцию (в том случае, если условно подводной горе придать форму конуса), однако суть процесса от этого не меняется. Над горой возникает не характерное для океана вертикальное перемещение водных масс, хотя в "фоновых" условиях они перемещаются квазигоризонтально — по линиям равных плотностей.

Весьма вероятно, что вышеописанное явление накладывает отпечаток на количественную и качественную картину седиментогенеза, по крайней мере в ряду тех минеральных систем формирующегося осадка, которые контролируются окислительно-восстановительными параметрами среды и компонентами биохимических реакций на органическом веществе (окислы, карбонаты, фосфаты).

Рассмотрим подробнее окислительно-восстановительное состояние среды в изученных разрезах океанической толщи. Существует укоренившееся мнение, что Ећ морской воды определяется главным образом активной концентрацией кислорода, а значит, и равновесием

$$2H_2O = O_2 + 4H^+ + 4e^-$$
.

Стандартный потенциал реакции (1) 1,27 В, а следовательно, для 25°C Eh = 1,27 - 0,059 pH + 0,015 lg [O₂]. Но тогда при обычной концентрации кислорода в океанической воде 5,0—5,7 мг/л величина *Eh* должна превышать 700 мВ. Поскольку возникает явное противоречие между расчетным и замеренным потенциалом, высказываются сомнения в правильности замеров Ећ платиновыми электродами в "зоне необратимого кислородного потенциала". Порою, постулируя равновесие (1) как потенциалзадающее, производятся расчеты устойчивости окислов (в частности, Mn), причем Eh вычисляется исходя из концентраций O₂, а не реально замеренных [Грамм-Осипов, Шульга, 1980].

Давно известно, что в экспериментах с морской водой Е не контролируется 15. 3ak. 1521

(1)

Химический состав океанической воды в разрезе над холмистой равниной южиее горы Круизер (10.07.1985; 32° 16,5' с.ш., 27° 31' з.д.)

Номер пробы	Глубина отбора, м	T,°C	рН	Eh, мВ	СІ [−] , г/л	SO4 ⁻ , г/л	НСО₃, г/л	СО ₃ ²⁻ , мг/л	Na⁺, г/л
1912	300	15.6	7.85	257	19.88	3.10	0.143	4.2	11.38
1911	600	11.4	7.70	255	19.67	3.07	0.159		11.31
1910	904	8.6	7.64	260	19.49	2.86	0.157	_	11.19
1909	1202	7.0	7.63	260	19,45	3,05	0,157	-	11,19
1908	1503	5,2	7,62	267	19,42	2,93	0,155	_	11,19
1907	1798	4,2	7,61	272	19,38	2,98	0,155	_	11,31
1906	2102	3,4	7,61	270	19,35	2,95	0,155	-	11,38
1905	2492	2,9	7,61	266	19,17	2,93	0,156	_	11,31
1904	2834	2,6	7,60	272	19,31	2,81	0,154	_	11,12
1903	3210	2,4	7,58	269	19,24	2,81	0,156	_	11,19
1902	3679	2,3	7,57	272	19,31	2,95	0,152	_	11.31
1901	4130	2,2	7,57	277	19,31	2,88	0.155	_	11.00

Таблица 39

Химический состав океанической воды в разрезе над склоном горы Крылова (4.08.1985; 17° 24,2' с.ш., 29° 49,1' з.д.)

Номер пробы	Глубина отбора, м	T°, C	pН	Eh, мВ	О ₂ , мг/л	С1 [−] , г/л
		1		1		- - -
1613	0	26,0	8,33	297	4,02	20,1
1612	150	17,2	8,05	287	2,33	20,0
1611	285	14,1	7,76	282	2,53	19,7
1610	407	12,0	7,75	320	0.58	20,2
1609	537	9,8	7,75	357	0,93	20,0
1608	710	7,6	7,77	398	1.24	20,0
1607	833	6.8	7.86	304	0.95	19.9
1606	970	6,1	8,00	305	0,91	19.8
1605	1100	5,7	7.80	302	0.74	19.8
1604	1235	5.5	7.88	303	0.92	19.8
1603	1370	5.0	8.00	303	1.23	19.8
1602	1420	4.8	7.75	304	1.74	19.7
1601	1608	4,3	7,64	306	2,15	19,4
					<u>\</u>	

концентрацией O_2 , изменяемой искусственно [Баа Беккинг и др., 1963]. И хотя считается, что измеряемый в аэрированной воде *Eh* является не равновесным, а стандартным, все же приходится удивляться столь значительным вариациям его величины.

Опираясь на обширный материал, обобщенный в работе Л.Г.М. Бааса Беккинга с соавторами, нетрудно убедиться в том, что при малых концентрациях кислорода в природных растворах потенциалзадающей системой выступает, как правило, железоокисная:

$$Fe^{2+} + 3H_2O - Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^-$$
.

Реакция (2) обратима, и в том случае, когда Fe(OH)₃ представляет собой свежеосажденный гель, изменение pH раствора под действием внешних факторов всегда приводит к закономерному и быстрому изменению *Eh*.

(2)

К [*] , г/л	Са ²⁺ , г/л	Mg ²⁺ , г/л	О ₂ , мг/л	Р, мкг/л	РЬ, мкг/л	Zn, мкг/л	Си, мкг/л	М, г/л	M, %
							-		26.10
0,421	0,404	1,34	4,82	0,027	1,0	35	7	36,07	30,18
0,418	0,392	1,33	4,57	0,044	2,5	37	8	36,35	35,56
0,418	0,392	1,31	3,90	0,051	2,2	32	7	35,82	35,67
0,418	0,392	1,31	4,70	0,053	3,0	40	10	35,97	35,39
0,410	0,396	1,30	5,48	0,053	4,5	35	12	35,80	35,15
0,410	0,396	1,30	5,89	0,055	2,2	38	15	35,94	35,04
0,416	0,388	1,30	6,37	0,056	2,0	60	7	35,94	35,26
0,410	0,388	1,29	6,72	0,056	3,0	55	12	35,65	34,97
0,406	0,380	1,31	6,75	0,054	2,5	60	10	35,49	34,97
0,406	0,396	1,30	6,76	0,062	2,4	61	15	25,49	34,87
0,410	0,404	1,31	6,71	0,065	2,6	51	17	35,85	24,89
0,402	0,396	1,30	7,08	0,062	4,0	60	5	35,44	34,79

Na⁺, г/л	К⁺, г/л	Ca ²⁺ , г/л	Mg ^{2 +} , г/л	Вг⁻, мг/л	J ⁻ , мг/л	M °/ ₀₀
11.4	0.421	0,420	1.45	69.0	0.058	36,54
11,4	0.415	0,418	1,49	69,0	0,059	36,54
11,2	0,399	0,384	1,35	65,0	0,056	35,84
11,0	0,410	0,404	1,42	69,0	0,062	35,00
10,8	0,402	0,400	1,46	67,0	0,056	35,03
10,8	0,402	0,4,11	1,48	67,0	0,054	35,08
10,9	0,401	0,409	1,42	66,0	0,057	34,96
11,1	0,400	0,413	1,47	66,0	0,056	34,92
10,7	0,397	0,413	1,44	66,0	0,060	34,91 ·
10,8	0,393	0,411	1,43	66,0	0,062	34,94
11,0	0,395	0,414	1,44	66,0	0,066	34,99
10,9	0.396	0,406	1,43	65,0	0,064	34,99
10,9	0,387	0,401	1,44	61,0	0,059	34,70

Как в лабораторных, так и в натурных условиях нами изучалась эта зависимость, причем теоретический расчет давал максимальное приближение, если в качестве стандартной свободной энергии образования Fe(OH)₃ принималась величина 166,0 ккал/моль (по Латимеру), а не 170,8 ккал/моль, приводимая в более современных справочниках [Наумов и др., 1971]. Причина столь серьезных расхождений в оценке ΔG Fe(OH)₃, по-видимому, кроется в том, что эта величина существенно зависит от степени окристаллизованности вещества. К примеру ΔG° нейтрального комплекса Fe(OH)₃ — 170,8 ккал/моль [Наумов и др., 1971]. Очевидно, ΔG° Fe(OH)₃, полученная Латимером, соответствует такому состоянию, когда гидроокись железа присутствует как в аморфной, так и в кристаллической форме, отчего эта величина представляет собой как бы среднюю двух первых.
Таблица 40

Химический состав (экеанической воды
в разрезе над подножием	горы Безымянной – 640
(10.08.1985; 15° 40'	с.ш., 36° 14,5' з.д.)

Номер пробы	Глубина отбора, м	<i>T</i> °, C	рН	Eh, мВ	С1 ⁻ , г/л	SO4 ²⁻ , г/л	НСО₃, г/л	СО ²⁻ , мг/л	Na ⁺ , г/л
	1				1	1			·
1813	0	26,5	8,41	2 94	20,9	2,90	0,110	8,0	10,30
1812	100	19,6	8,32	301	21,0	2,93	0,117	7,8	10,20
1811	208	15,6	7,98	262	20,7	2,88	0,146	-	10,20
1810	522	8,7	7,80	250	19,7	2,74	0,146	~	10,20
1809	907	6,0	7,86	306	19,6	2,74	0,146	-	9,94
1808	1307	4,6	7,86	312	19,8	2,74	0,146		9,94
1807	1709	3,8	7,95	313	19,8	2,74	0,154	-	10,20
1806	2062	3,2	7,92	348	19,8	2,74	0,154	-	10,20
1805	2363	3,0	7,98	374	19,7	2,69	0,154	-	10,20
1804	2728	2,7	7,85	306	19,8	2,83	0,154	-	10,10
1803	3144	2,4	7,88	306	19,8	2,83	0,154	_	9,94
1802	3588	2,3	7,92	328	19,8	2,78	0,154	-	10,20
1801	4080	2,2	7,97	348	19,2	2,64	0,154	-	10,4

Таким образом, лабораторные и природные модели показывают, что потенциалзадающее воздействие железоокисной системы, придающей раствору окислительновосстановительную буферность, лучше всего описывается выражением (для 25°С)

(3)

 $Eh = 1,057 - 0,177 \text{ pH} - 0,059 \text{ lg } [\text{Fe}^{2+}].$

Пытаясь проверить, не оказывает ли влияния система $Fe^{2^+}/Fe(OH)_3$ на формирование *Eh* океанической воды, мы, используя выражение (3), построили диаграмму в параметрах *Eh*—pH для площади изменения этих величин в морских разрезах (pH 7,5—8,5; *Eh* 200—500 мВ). На диаграмму нанесена совокупность всех измерений pH и *Eh*, произведенных по глубоким разрезам (абиссальная равнина Мадейра, горы Крылова, Безымянная—640, холмистая равнина южнее горы Круизер). В нижней части диаграммы отчетливо видно, что граничный массив точек группируется около эмпирической линии с P. $[Fe^{2^+}] \approx 9,5$, и угол ее наклона близко соответствует теоретическому (т.е. *Eh*/pH -0,177 B). Однако выше этой линии точки располагаются хаотически, что можно объяснять двояко: либо железоокисная система не проявляет потенциалзадающих свойств, либо каждая точка характеризуется различной концентрацией $[Fe^{2^+}]$. Впрочем, последнее может определяться и различием в температуре.

Диаграмма (рис. 97) составлена для 25°С, но если на нее наложить такую же, но рассчитанную для 5°С, то точки, вытянувшиеся вдоль линии $[Fe^{2+}] = 10^{-9.5}$ моль, лягут на изоконцентрацию $[Fe^{2+}] = 10^{-8}$ моль. Учитывая, что содержание Fe^{2+} в морской воде соответствует величинам ~ 10^{-6} г/л [Аникеев и др., 1986], или моляльности $10^{-7.7} - 10^{-6.7}$, то в переходе к активности свободного иона железа получается величина, близкая или ниже 10^{-8} моль. Разумеется, такого рода ориентировочный расчет вряд ли может служить доказательством потенциалзадающей роли железоокисной системы в океанических водах. Но при отсутствии или исключительно малой активности других элементов с переменной валентностью железо является единственным фактором, который способен изменять *Eh* среды в значительном интервале, причем, чем больше концентрация железа и меньше pH, тем ощутимее влияние равновесия (2).

С позиций гидрогеохимии седиментогенеза диаграмму Еh—pH (см. рис. 97) можно интерпретировать следующим образом. В океанической взвеси всегда при-

К⁺, г/л	Са ²⁺ , г/л	Mg ²⁺ , г/л	О ₂ , мг/л	Р, мг/л	РЬ, мг/л	Zn, мкг/л	Си, мкг/л	М, г/л	M, °/00
		1	1	T T			1		
0,424	0,423	1,39	5,77	0,025	1	36	8	36,46	36,58
0,422	0,422	1,38	4,80	0,027	1	38	8	36,48	36,91
0,417	0,408	1,33	2,20	0,060	6	48	9	36,08	35,92
0,400	0,396	1,32	1,32	0,106	6	48	23	34,90	35,11
0,400	0,394	1,29	2,04	0,094	14	49	65	34,51	34,84
0,400	0,394	1,30	2,36	0,080	15	58	21	34,72	35,01
0,417	0,398	1,30	4,22	0,048	7	170	21	35,00	34,99
0,417	0,398	1,30	3,99	0,068	13	122	9	35,01	34,94
0,417	0,400	1,30	4,53	0,052	5	38	6	34,86	34,94
0,416	0,400	1,29	3,38	-			_	34,99	34,91
0,406	0,400	1,29	3,28	0,068	12	31	10	34,82	34,93
0,406	0,400	1,29	3,96	0,042	14	48	7	35,03	34,87
0,398	0,400	1,28	4,98	0,055	15	105	8	34,77	34,89

сутствует некоторое количество твердой гидроокиси железа, содержание которой оценивается 10—100 мкг/л [Патин и др., 1980]. Длительный период контакта частиц Fe(OH)_{3 тв} с морской водой гарантирует установление равновесия Fe(OH)₃— Fe²⁺, где в качестве промежуточной формы выступают истинные коллоиды Fe(OH)³ [Аникеев и др., 1986]. Крайне восстановленное состояние Fe²⁺ поддерживается присутствием органических веществ, окисленное Fe(OH)₃ — растворенным кислородом.

В зоне дефицита кислорода, на средних океанических глубинах, новообразованное в биохимических процессах органическое вещество, по-видимому, стабилизирует коллоиды Fe(OH)³, резко уменьшая содержание Fe(OH)_{3 тв} во взвеси. И, наоборот, на абиссальных глубинах по мере деструкции и выработки биогенного органического вещества при постепенном увеличении концентраций кислорода коллоиды коагулируют, вновь обретая облик твердых частиц.

Очень возможно, что колебания около этого уровня вместе с другими факторами (разбавление органогенным CaCO₃) приводят к резким изменениям концентрации железа в осадках типа тех, которые исследовались на склонах горы Безымянной—640.

Надо полагать, что придонная обстановка характеризуется специфическими условиями, в которых железо способно окисляться и в то же время легко восстанавливаться. Присутствие даже небольших количеств воднорастворенного органического вещества, несмотря на высокое содержание кислорода, может разубоживать верхний слой осадка по железу, восстанавливая его до подвижной формы Fe²⁺. Избыток кислорода почти не влияет на этот процесс. Вследствие низкой температуры микробактериальное окисление становится заторможенным, потому скорость восстановления (при посредстве гетеротрофных микроорганизмов) может превысить скорость окисления.

Очень вероятно, что резкие колебания содержаний железа в верхнем слое осадков (1—3 м) объясняются не только "механическим" разбавлением илов органогенным карбонатным материалом. Было бы более правильно истолковать обратную зависимость Fe — CaCO₃ в илах с тех позиций, что карбонатообразование (или "карбонатосохранение") соответствует как раз тем условиям, когда гидроокислы железа подвержены восстановлению и выносу с поверхности верхнего слоя.



Рис. 97. Диаграмма состояния Fe²⁺—Fe(OH)₃ при 25°C

Точки соответствуют величинам Ећ и рН океанической воды по четырем разрезам (см. пояснения в тексте)

Карбонатность осадков на склонах горы Безымянной—640 достаточно высокая (до 73% CaCO₃), но в среднем гораздо ниже, чем на склонах горы Крылова (рис. 98). Следует отметить и частые колебания в содержаниях CaCO₃ (±40%), очень характерные для илов горы Безымянной—640 (см. станции 31, 32) и менее значительные для илов горы Крылова, где после 1,5-метровой отметки наблюдается выдержанная по карбонатам толща со средним содержанием CaCO₃ около 80%.

Исследования илов горы Безымянной—640 при помощи солянокислых вытяжек (HCl 6H) показали, что визуально однородные илы имеют чрезвычайно тонкослоистую текстуру. Оказалось, что даже при таком малом шаге отбора образцов, как 10—15 см, трудно быть уверенным в полноте картины распределения Fe, Mn, Ca, Mg, P по разрезу (рис. 99). Обращает на себя внимание слой 130—140 см (станция 31), который совсем не содержит карбонатов. По-видимому, ему соответствует слой 170—190 см на станции 32, находящийся несколько ниже по склону и далее от вершины горы.

В целом соотношения между перечисленными компонентами свойственны океаническим илам. Карбонатность (следовательно, и содержания Са) варьиру-



Рис. 98. Изменение содержания карбонатов по разрезам в илах a — станции 21 (1), 28 (2), гора Крылова; б — станции 31 (1), 32 (2), гора Безымянная—640

ет в противофазе с содержаниями Fe и Mn. Весьма коррелируются между собой изменения содержаний Fe, Mn, Mg и P.

Корреляционные поля точек Fe—CaCO₃, Mn—CaCO₃, P₂O₅—CaCO₃ наглядно иллюстрируют формы обратных эмпирических зависимостей (коэффициенты коореляции -0.7÷-0.8 для 5%-ного доверительного уровня). На корреляционных графиках (рис. 100) для сравнения нанесена и группа точек, соответствующих илам горы Крылова. Нетрудно заметить, что на диаграмме Fe—CaCO3 эти точки не вписываются в зависимость по горе Безымянной—640, характеризуя иные взаимоотношения между железом и карбонатностью илов. В то же время для Mn и P таких отклонений не наблюдается, и точки илов горы Крылова лишь дополняют эмпирические Mn—CaCO3, P2O3—CaCO3 для илов горы Безымянной—640. Из этого сопоставления становится очевидным, что корреляционные поля точек Mn—Fe для илов двух гор различны. В илах горы Безымянной—640 уже незначительное повышение содержаний Fe (от 1,0 до 2,5%) приводит к заметному увеличению Mn, тогда как в илах склона горы Крылова прирост Мп по Fe осуществляется медленнее (рис. 101). Здесь же для примера приведена форма корреляционной зависимости Рb—Fe. Расчет коэффициента корреляции показал отсутствие такой связи между содержаниями Рb и Fe. Отсюда вытекает логический вывод, что большее или меньшее накопление Рb в илах контролирустся другими факторами, чем для Mn, P и карбонатности.

Формально по уровню карбонатности, содержаниям Fe и Mn илы склона





Станции: a — 31, 6 — 32. 1 — СаСО3; 2 — Fe; 3 — Mn

горы Безымянной—640 можно было бы отнести к типу, который соответствует формации (по И.О. Мурдмаа) пелагических карбонатных глин Атлантического океана. Но крайняя изменчивость состава илов даже в микроразрезах придает им индивидуальность, характерную, по-видимому, только для склоновых осадков подводных гор.

Сложность интерпретации условий седиментогенеза и диагенеза осадков на склонах подводных гор заключается в том, что наряду с чисто гидрогеохимическими и биохимическими процессами в приповерхностной зоне океана очень существенными факторами выступают: гальмиролиз исходных пород цо-



коля горы; гравитационные процессы, приводящие к механическому перераспределению вещества по склону; и, наконец, аномальная динамика водных масс, не характерная для равнинных абиссальных участков.

Если "фоновый" седиментогенез складывается из биохимических продуктов поверхности океана и терригенного материала, приносимого на данную площадь поверхностными течениями и воздушными потоками, то в пределах подводных гор существенную долю терригенного и хемогенного вещества обеспечивает само горное сооружение. Складывается такая ситуация, когда чрезвычайно трудно отличить явление тектонического подъема подводного сооружения в зону, благоприятную, например, для карбонатообразования, что сказывается на увеличении содержания СаСО₃ в илах, от процесса подводной денудации и сноса верхних карбонатных надстроек по "критическому" склону к подножию горы.

Склоновые отложения горы Безымянной—640 представляют собой тонкослоистую матрицу терригенно-карбонатного материала, поэтому прежде всего обратим внимание на биохемогенную составляющую илов — карбонаты.Поскольку последние представлены кокколито-фораминиферовой массой, обратимся



Рис. 190. Изменение содержаний легко мобилизуемых форм Fe, Mn, P по карбонатности в илах Станции: 1, 2 — гора Безымянная—640: 1 —.31, 2 — 32; 3 — гора Крылова, 21



к физико-химическим условиям формирования CaCO₃ в близповерхностной зоне и сохранения карбонатного равновесия на глубине.

Важнейшим фактором карбонатообразования является содержание в растворах углекислоты. Полигенность CO₂ способствует тому, что карбонатная система участвует как в "холодных" (главным образом биохемогенных), так и в высокотермальных процессах. В "холодных" условиях основными поставщиками углекислоты являются атмосфера и биохимические реакции деструкции органического вещества по схеме: CH₂O+H₂O=CO₂+4H⁺ (в аэробной обстановке) и (условный радикал)

 $2CH_2O + 2H^+ + SO_4^{2-} = 2CO_2 + H_2S + 2H_2O$ (в анаэробной обстановке).

Поглощение СО₂ происходит в ходе реакций фотосинтеза, биохимического обмена (хемоавтотрофные микроорганизмы), в процессах растворения в ненасыщенных по углекислоте водных растворах и в процессе карбонатного минералообразования.

Относительное постоянство содержания углекислоты в атмосфере играет

исключительную роль в седиментогенезе, поскольку на него "ориентируются" биохемогенные минералообразующие системы морских растворов. Важный энергетический параметр минералообразования — pH — в среднестатистическом выражении целиком зависит от состояния карбонатного равновесия. Наибольшее влияние атмосферная углекислота оказывает на формирование pH открытого морского бассейна, где не сказывается воздействие речного стока и биогенной деятельности дна.

Для иллюстрации произведем простейший расчет. В системе CO₂—H₂O — CaCO₃ при 15°C устанавливаются следующие взаимоотношения между продуктами диссоциации углекислоты:

 $[H_2CO_3] = 10^{-1,33} \cdot P_{CO_2} = K_0,$ $[HCO_3][H^*]/[H_2CO_3] = 10^{-6,42} = K_1,$ $[CO_2^{2^-}][H^*]/[HCO_3] = 10^{-10,43} = K_2,$

и, наконец, в равновесии с твердым CaCO₃ — $[Ca^{2^+}] \cdot [CO_3^{2^-}] = 10^{-8.22} = K_3$. Если парциальное давление углекислоты (P_{CO_3}) постоянно, то в результате несложных подстановок можно получить выражение, где pH будет являться лишь функцией активной концентрации $[Ca^{2^+}]$:

$$[H^{+}]^{2^{-}} = [(K_0 \cdot K_1 \cdot K_2)/K_3] \cdot [Ca^{2^{+}}].$$
(4)

Теперь, имея данные о составе океанической воды в разрезе над подножием горы Безымянной—640 (см. табл. 34, уровень 208 м): $T 15,6^{\circ}$ С, $pH 7,98, Cf^{2+} 0,408 \Gamma/\pi$, вычислим активность $[Ca^{2+}]$ с учетом комплексообразования (Σ (CaHCO₃⁺, CaSO₄⁰, CaCO₃⁰) $\approx 10\% mCa_{o6u}^{2-}$), которая равна $10^{-2.59}$ моль. Зная, что на этом уровне глубин в океанической воде всегда присутствует твердая фаза CaCO₃ в виде карбонатной микрофауны, можно с уверенностью допустить равновесность системы при внешнем парциальном давлении $CO_2 10^{-3.5}$ (атмосфера). Вычислим активность $[H_2CO_3]$ через константу K_0 : $[H_2CO_3] = 10^{-1.33} \cdot 10^{-3.59} = 10^{-4.88}$. Затем подставим в выражение (4) требуемые величины: $[H^+]^2 = (10^{-4.88} \cdot 10^{-6.42} \cdot 10^{-10.43} \cdot 10^{-2.59})/10^{-8.22} = 10^{-16.10}$, или pH = 8,05.

Как видно, даже очень приближенный расчет, игнорирующий биохимическую генерацию CO₂ в водной среде, дает весьма сопоставимые данные между рН вычисленным (8,05) и измеренным (7,98), поскольку разница лежит в пределах ошибки обычного измерения pH $\pm 0,1$.

Расчеты устойчивости карбонатных минералов сводятся, казалось бы, к простой задаче — определению активной концентрации свободного катиона и свободного карбонат-иона. Однако для такой природной системы, как океаническая вода, однозначность подобных расчетов часто становится сомнительной из-за ее многокомпонентности. Наиболее распространенный карбонат — кальцит даже при самой медленной кристаллизации из многокомпонентного раствора захватывает некоторые количество других катионов, осаждаемых карбонатионом. Другими словами, природные карбонаты всегда являются твердыми растворами нескольких соединений, причем доминирующий катион (Са) никогда не достигает по стехиометрии эквивалентности к карбонат-иону, так как, помимо Са, в этом твердом растворе присутствуют Mg, Sr, Fe, Ba, Mn и другие элементы.

"Не свободен" твердый карбонатный раствор и от примесей в анионной части. При повышенных содержаниях сульфата и сравнительно ничтожных концентрациях фосфата (0,1 мг/л Р) эти анионы легко "улавливаются" карбонатной массой, по-видимому, как продукты сложного соосаждения. И, несмотря на то что в формальном расчете гипсовая система в океанической воде существенно недосыщена, все же приходится констатировать факт накопления сульфата кальция в океанических карбонатах, возможно, в результате контактовых реакций: твердый карбонат — органические кислоты — сульфат морской воды. Однако если стехиометрическая доля сульфата в карбонатах океанических илов в должной мере неопределенна, то присутствие магния как изоморфной составляющей установить возможно.

В случае с илами склона горы Безымянной—640 предоставилась уникальная ситуация, когда попался образец с практическим отсутствием карбоната (см. табл. 35, станция 31, уровень 132 см). Стандартные солянокислые вытяжки показали концентрацию Mg, которая соответствовала выходу его из обменного комплекса илов при 100%-ном содержании терригенного (некарбонатного) материала. В дальнейшем, взяв эту цифру как условно реперную по содержанию Mg в обменном комплексе илов, удалось отличить Mg "карбонатный" от "некарбонатного" по другим уровням на станциях 31, 32. Данные вычисления состава сложного кальциево-магниевого карбоната приведены в табл. 41.

Результаты подобного в какой-то мере условного расчета показали, что применительно к илам склона горы Безымянной—640 сколько-нибудь четкой закономерности в распределении минерала типа $Ca_x Mg_{(1-x)}CO_3$ не установлено. В среднем карбонатность илов соответствует стехиометрии $Ca_{0.96}Mg_{0.04}CO_3$ с размахом от $Ca_{0.88}Mg_{0.12}CO_3$ до $Ca_{0.99}Mg_{0.01}CO_3$. Характерно, что химический анализ обломков кораллов, поднятых с вершины горы Безымянной—640, равно как и с вершин гор Круизер и Крылова, дал одинаковую стехиометрию ќарбоната — $Ca_{0.98}Mg_{0.02}CO_3$.

Попытаемся проанализировать вышеизложенную информацию с термодинамических позиций. Параметры теоретического равновесия между "чистыми" фазами кальцита и доломита до сих пор остаются дискуссионными. В статье С.Р. Крайнова и др. [1986] представлены расчеты, согласно которым морская вода пересыщена по доломиту, т.е. твердому карбонатному раствору со стехиометрией Са, Мg, . Однако если принять за основу термодинамические константы, определенные Р.М. Гаррелсом [Гаррелс, Крайст, 1968], или достаточно близкие к ним величины [Наумов и др., 1971], то получится совсем иная картина. Равновесие между кальцитом, характерным для биохемогенных образований океана, и доломитом устанавливается тогда, когда активность $[Mg^{2+}] = (10^{+1.35} \div 10^{+1.50}) [Ca^{2+}]$, согласно реакции 2CaCO₃ + Mg²⁺ = CaMg(CO₃)₂ + Ca²⁺ при 25°С. Таким образом, доломит представляет собой более устойчивую фазу по сравнению с кальцитом тогда, когда активность [Mg²⁺] как минимум больше чем в 22 раза превышает активность [Ca²⁺]. Вероятно, это соотношение более подтверждается и геологической и геохимической фактурой, чем то, что указано в статье С.Р. Крайнова и др. [1986]: [Mg²⁺]=[Ca²⁺]·1,84.

Приведем ординарный пример. Считается, что чистые известняки на 80-95% состоят из кальцита. Тем не менее средний состав известняков (по Кларку) имеет CaCO₃ 56,6%; CaMgO(CO₃)₂ 36,4%, т.е. даже "средние" известняки доломитизированы более чем на 30%. Стандартный расчет показывает, что "средний" известняк на 93% представлен условным минералом со стехиометрией Ca_{0.8}Mg_{0.2}CO₃. Поскольку состав сложного карбоната зависит от того, каковы были соотношения катионов в "последнем" минералообразующем растворе, посмотрим, нельзя ли "средний" известняк получить из состава океанической воды.

Используя данные по разрезу над горой Безымянной—640 (поверхностный слой, 26,5° С), вычисляем $[Ca^{2^+}] = 0,0026$ моль; $[Mg^{2^+}] = 0,0136$ моль; $[CO_2^3] = 10^{-5.61}$ моль. Суммарная величина $[Ca^{2^+} + Mg^{2^+}]$, помноженная на активность $[CO_2^3]$, должна приблизительно характеризовать константу устойчивости сложного карбоната $K_{(Ca, Mg)CO} = [Ca^{2^+} + Mg^{2^+}] \cdot [CO_2^3] = 10^{-7.40}$. Поскольку константа устойчивости связана с изменением свободной энергии, ее нетрудно вычислить: $\Delta G^{\circ}P(при 25^{\circ}C) = -RT lnK = 10,1$ ккал. Но если сделать допущение, что активности Mg и Ca в твердом карбонатном растворе $Ca_{0.8}Mg_{0.2}CO_3 = 0.8Ca^{2^+} + 0.2Mg^{2^+}+CO_3^2^-$, которая окажется равной 10,3 ккал. Таким образом, величины изменения свободных энергий, полученных из произведения активностей $[Ca^{2^+}], [Mg^{2^+}]$ и $[CO_3^2^-]$ океаниче-

Таблица 41

Карбонатность и содержание легкомобилизуемых P, Fe и Mn в осадках горы Безымянной-604

Номер пробы	Глуби- на, см	Некарбо- натный мате- риал, %	Карбонаты в перес- чете на СаСО ₃ , %	P ₂ O ₈ , 10 ⁻² %	Fe, %	Mn, %	Формула условного карбоната		
1	2	3	4	5	6	7	8		
	Станция 31								
1-1	59	47,88	52,12	4,6	1, 96	0,101	Ca0.95 Mg0.05 CO3		
1-2	73	45,90	54,10	4,7	2,10	0,082	Ca0.97 Mg0.03 CO3		
1-3	88	65,83	34,17	1,9	2,37	0,108	Can 95 Mgn 05 CO1		
1-4	105	73,53	26,47	5,4	2,52	0,133	Ca0.95 Mg0.05 CO3		
1-5	118	76,70	23,30	5,75	2,37	0,112	Ca0.95 Mg0.05 CO3		
1-6	132	100,00	сл.	5,65	2,79	0,160	-		
1-7	146	84,32	15,68	6,40	2,24	0,150	Ca0.95 Mg0.05 CO3		
1-8	159	84,75	15,25	6,65	2,79	0,160	Ca0.94 Mg0.06 CO3		
1-9	174	34,18	65,82	3,70	0,97	0,066	Ca0.99 Mg0.01 CO3		
1-10	192	39,53	60,47	4,60	1,26	0,092	Ca0.96 Mg0.04 CO3		
1-11	204	76,70	23,30	6,65	2,10	0,133	Ca0.94 Mg0.06 CO3		
1-12	218	48,53	51,47	4,70	1,40	0,086	Can 99 Mgn 01 CO3		
1-13	234	53,88	46,12	4,65	1,53	0,102	Ca0, 99 Mg0, 01 CO3		
1-14	248	64,57	35,43	5,90	2,24	0,084	Ca0.95 Mg0.05 CO3		
1-15	264	82,81	17,19	7,60	2,52	0,150	Ca0.92 Mg0.08 CO3		
1-16	277	55,56	44,44	7,00	1,54	0,112	Ca _{0.99} Mg _{0.01} CO ₃		
1-17	292	88,89	11,11	9,20	2,38	0,168	Ca0.98 Mg0.02 CO3		
1-18	306	82,20	17,80	9,20	2,15	0,182	Ca0.96 Mg0.04 CO3		
1-19	320	61,00	39,00	7,05	1,400	0,132	Ca0.95 Mg0.05 CO3		
1-20	336	56,92	43,08	6,40	1,54	0,121	Ca0.98 Mg0.02 CO3		
1-21	350	40,06	59,94	5,20	1,12	0,085	Ca0.99 Mg0.01 CO3		
1-22	362	33,55	66,45	5,20	1,25	0,076	Ca0.98 Mg0.02 CO3		
1-23	369	79,98	20,02	3,50	2,38	0,15	Ca0.98 Mg0.02 CO3		
1-24	395	31,02	68,98	4,60	0,98	0,06	Ca _{0,97} Mg _{0,03} CO ₃		
			Станц	ия 32					
2-1	12	34,25	65,76	2,65	1,25	0,061	Ca _{0,99} Mg _{0,01} CO3		
2-2	27	44,54	55,46	3,40	1,81	0,106	Ca _{0,97} Mg _{0,03} CO3		
2-3	36	52,52	47 ,48	4,00	2,24	0,121	Ca _{0,92} Mg _{0,08} CO ₃		
2-4	57	37,37	62,63	3,05	1,92	0,069	Са _{0,99} Мg _{0,01} СО3		
2-5	66	54,08	45,92	3,75	1,82	0,0 96	Ca _{0,95} Mg _{0,05} CO3		
2-6	76	52,72	47,28	4,60	2,10	0,121	Ca _{0,95} Mg _{0,05} CO ₃		
2-7	87	57,94	42,06	5,65	1,95	0,131	Ca _{0,98} Mg _{0,02} CO ₃		
2-8	103	62,18	37,82	6,30	4,95	0,128	Ca _{0,92} Mg _{0,03} CO ₃		
2-9	113	47,54	52,46	5,05	1,95	0,095	Ca _{0,97} Mg _{0,03} CO ₃		
2-10	123	64,28	35,72	6,10	2,90	0,095	Ca _{0,95} Mg _{0,05} CO3		
2-11	132	38,02	61,98	4,70	1,40	0,080	Ca _{0,97} Mg _{0,03} CO ₃		
2-12	144	32,14	67,86	4,60	1,25	0,078	Ca _{0,97} Mg _{0,03} CO ₃		
2-13	155	63,02	36,98	6,65	2,24	0,136	Ca _{0,97} Mg _{0,03} CO ₃		
2-14	167	77,52	22,48	7,50	2,65	0,163	Ca _{0,95} Mg _{0,05} CO ₃		
2-15	178	58,82	41,18	6,05	1,82	0,123	Ca _{0,95} Mg _{0,05} CO ₃		
2-16	188	82,14	17,86	6,86	2,10	0,180	Ca _{0,88} Mg _{0,12} CO ₃		
2-17	198	69,12	30,88	7,25	2,24	0,16	Ca _{0,95} Mg _{0,05} CO ₃		

Таблица 41 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
2-18	208	51,36	. 48,64	6,15	1,67	0,124	Ca0.95 Mg0.05 CO3
2-19	219	39,22	60,78	5,35	1,12	0,089	Ca0.97 Mg0.03 CO3
2-20	232	48,32	51,68	5,75	1,82	0,104	Ca0.95 Mg0.05 CO3
2-21	245	39,32	60,68	4,50	1,25	0,078	Ca0.99 Mg0.01 CO,
2-22	251	27,03	72,97	3,50	1,25	0,062	Ca0.97 Mg0.03 CO3

ской воды (10,1 ккал), и по "среднему" известняку (10,3 ккал) весьма близки, чтобы утверждать, что химический состав воды океана равновесен относительно условного карбонатного минерала со стехиометрией Ca_{0.8}Mg_{0.2}CO₃.

Тем не менее, как показывалось выше, состав карбонатных осадков океана не соответствует не только расчетам С.Р. Крайнова и др. [1986], где доломит равновесен, но и стехиометрии Ca_{0.8}Mg_{0.2}CO₃, т.е. относительно доломитизированного кальцита.

Теоретическая зависимость $lgMg/Ca(Ca_xMg_{(1-x)}CO_3) = lg[Mg^{2^+}]/[Ca^{2^+}] - n$, где $n = 1.35 \div 1.50$, устанавливающая, по нашим расчетам, равновесие между кальшитом и доломитом, по-видимому, реализуется тогда, когда осаждение твердого карбонатного раствора осуществляется исключительно хемогенным путем. В океане, несмотря на высокую концентрацию Mg²⁺, карбонатообразование биогенно. Это означает, что твердый карбонат формируется на полупроницаемых пленках клеточных структур живых организмов, у которых состав раствора внутри клетки не соответствует химическому составу окружающей среды. С.Р. Крайнов с соавторами, очевидно, правы в том, что даже при глубоком пересыщении раствора магнием процесс доломитизации твердого СаСО₃ в низкотемпературных условиях осуществляется крайне медленно. Замедленная кинетика реакции $2CaCO_3 + Mg^{2^+} = CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2^+}$ может быть объяснима с вышеизложенных позиций. Чтобы осуществить изоморфное замещение кальция на магний, необходимо, с одной стороны, преодолеть работу по срыву гидратных оболочек с иона магния, с другой — создать условия, в которых СаСО₃ начнет диссоциировать (температура, кислотное травление).

Ни то, ни другое применительно к илам горы Безымянной—640 в данном положении невозможно. Более того, водно-спиртовые вытяжки, с помощью которых изучался химический состав поровых растворов илов, показали, что если концентрации Ca²⁺ близки к океаническим (300—420 мг/л), то Mg имеет тенденцию к снижению концентрации до 0,8—1,0 г/л в илах по сравнению с 1,28 г/л в придонных слоях воды.

Надо полагать, что существенную конкуренцию процессу доломитизации океанических карбонатных илов оказывает эффект аккумуляции Mg глинистыми минералами, для которых это поглощение энергетически выгодно.

Поровые растворы илов горы Безымянной—640 имеют относительное обогащение сульфат-ионом. Более того, в твердой фазе илов обнаружен твердый сульфат кальция (1—1,5%, станция 31; 0,8—1%, станция 32). Со склонов горы Безымянной—640 драгированием добыты образцы прочных мрамороподобных известняков, также содержащих гипс.

Поскольку океаническая вода не насыщена по сульфату кальция, присутствие последнего в осадках следует объяснять как результат диагенетических или палеогидротермальных процессов, а возможно, и совместного их воздействия. Хотя современная окислительно-восстановительная обстановка в илах соответствует высокой степени окислительности, все же в минеральном их Рис. 102. Диаграмма насыщенности океанических вод по карбонату кальция

Разрез водной толщи: 1 — у подножия горы Безымянной—640, 2 — над холмистой равниной южнее горы Круизер

составе обнаруживаются микропримеси (0.01 - 0.001%)пирита и гидротроиллита. Стабильность этих сульфидов в обстановке высокой окислительности может гарантироваться лишь консервирующим воздействием рассеянного органического вещества. Но как бы не замедлен был процесс окисления, органические "экраны", прикрывающие зерна сульфидов, постепенно разрушаются, вследствие чего поровый раствор обеспечивается дополнительным притоком сульфата, возникшего при окислении рассеянной сульфидной минерализации. По-видимому, новообразованный сульфат-ион и увеличивает общую концентрацию сульфата, достигающую насышения относительного гипса.

Сульфат кальция, обнаруженный в мрамо-⁴ роподобных известняках склона горы Безы- км



мянной — 640, может быть того же происхождения, хотя облик этих известняков дает основание предполагать, что они образовались в результате теплового воздействия на рыхлые карбонатизированные илы. Если это так, то не исключен и привнос сульфата гидротермальными растворами, пропитывающими исходные илы.

Как уже отмечалось, "всплески" содержаний металлов в океаническом разрезе на траверзе горы Безымянной—640 косвенно свидетельствуют о неокончившихся процессах окисления сульфидов на склонах горы. А это означает, что и сульфатообразование представляет собой современный процесс.

Драгирование склонов горы Безымянной—640 поблизости от ее вершины обнаружило присутствие здесь кокколито-фораминиферовых известняков, сильно обогащенных фосфором (10—20% Са₃(PO₄)₂). Формирование этих фосфатизированных известняков может быть обсуждено лишь в гипотетическом аспекте. Сопоставляя положение, занимаемое зоной дефицита кислорода, и уровень локализации фосфатизированных пород, нетрудно прийти к выводу, что максимальная фосфатность океанических вод и пород склона горы Безымянной—640 в горизонтальной проекции совпадает. Отсюда можно сделать два равновероятных предположения: 1) либо процессы гальмиролиза склоновых пород "питают" океанические воды фосфором (максимальная концентрация в воде ~0,1 мг/л); 2) либо фосфор, накапливающийся в зоне дефицита кислорода, воздействует на карбонатные породы склона, фосфатизируя их. Второе предположение, повидимому, более достоверно, так как в тропических широтах зона дефицита кислорода, обогащенная фосфором, присутствует повсеместно — и над подводными горами, и над абиссальными равнинами.

И в заключение обратимся к вопросам устойчивости карбонатной системы в разрезе океанической толщи, поскольку состояние этой системы является одним из основных факторов, управляющих качественным составом донных осадков.

На днаграмме (рис. 102) обозначена кривая изменения константы устойчивости кальцита в соответствии с температурой (глубиной) применительно к разрезу над подножием горы Безымянной—640. Активные концентрации свободных ионов [Ca²⁺] и [CO₃²⁻] были вычислены по известной методике [Гаррелс, Крайст, 1968] с использованием ЭВМ. Для сравнения аналогичный расчет выполнен по химическим материалам океанического разреза над холмистой равниной южнее горы Круизер.

Показательно полное несходство распределения величин произведений [Ca²⁺] [CO₃²] для двух этих разрезов глубже уровня 500 м. До него для обоих разрезов наблюдается пересыщенность океанической воды по отношению к CaCO₃. Глубже 500 м в разрезе над подножием горы Безымянной—640 почти строго соблюдается равновесие карбонатной системы до максимальной глубины (4080 м). Насыщенными по карбонату являются и поровые растворы илов.

В то же время в разрезе над холмистой равниной южнее горы Круизер отчетливо выявляется неравновесность карбонатной системы от 500 м и, очевидно, до дна. К сожалению, по техническим причинам образцы донных отложений в этой точке не были отобраны, но можно не сомневаться, что если илы здесь и содержат карбонаты, но в гораздо меньшем количестве, чем илы склона горы Безымянной—640.

Анализируя диаграмму устойчивости карбонатной системы в двух океанических разрезах практически равной глубины (см. рис. 98), можно сделать вывод, что насыщенность по карбонату всей толщи океанической воды зависит от интенсивности биогенного карбонатообразования, а последняя во многом определяется вертикальным циклическим обменом биологически важных компонентов. Если такой обмен существует (в нашем случае — присклоновая циркуляция водных масс), устойчивость карбонатной системы будет обеспечена на значительную глубину.

выводы

1. Получены новые данные о рельфе гор Атлантис, Круизер, Крылова и Безымянной—640. Характер рельефа поднятий Атлантис и Круизер свидетельствует о длительном разьитии этих морфоструктур в субаэральных условиях. Одинаковый батиметрический уровень поднятий на разных концах гряды — от Атлантиса до Грейт-Метеора — позволяет говорить о том, что все звенья горной цепи развивались в едином ритме как одно целое. Следовательно, геологическая история этой структуры никак не согласуется с концепцией термальной контракции и "горячих мантийных точек", происхождение и развитие поднятий Атлантис—Грейт-Метеор — яркий пример внутриплитовой тектоники и вулканизма. Генезис подводной горы Крылова обусловлен особенностями региональной тектоники этой части Атлантического океана. Генеральные деформации фундамента связаны с широтными тектоническими разломами. Подводная гора Безымянная—640 асимметрична и имеет субмеридиональное простирание, максимальное сжатие происходило в широтном направлении.

2. Данные по непрерывному сейсмопрофилированию показывают, что осадочный чехол в зоне сочленения Зеленомысской и Канарской абиссальной плит имеет сравнительно небольшую мощность. Как правило, осадки прослеживаются до подножия гор, где их мощность не выдержана и колеблется от 100— 150 до 200—300 м, а в отдельных карманах — до 400—600 м. Склоны и вершины гор практически лишены осадочного покрова. Акустический фундамент в зоне сочленения абиссальных плит (район разлома Кейн) имеет деформированный характер поверхности, а в районе гор Крылова и Безымянной—640 осложнен различными тектоническими нарушениями в виде разломов, резких ступенчатых поднятий блокового облика. Некоторые из этих нарушений скрыты осадочным чехлом и на поверхности проявляются только в рельефе, другие затрагивают не только фундамент, но и осадочный чехол, образуя в нем куполообразные структуры.

3. Микроскопическое изучение эндогенных пород, поднятых на горе Круизер и Крылова, показало, что эти вулканические постройки сложены породами, принадлежащими к различным петрогенетическим сериям: щелочной трахибазальтовой в первом случае и щелочной оливин-базальтовой во втором. В обоих случаях формирование вулканов многоактное, а степень дифференцированности пород различная. Как правило, породы изменены эпимагматическими процессами. В большинстве случаев они носят изохимический характер. Однако встречаются варианты интенсивной гидротермальной переработки, по-видимому, со значительной трансформацией химического состава пород. Как правило, разгрузка гидротермальных систем осуществляется локализованно в пространстве.

Гора Безымянная—640 представляет собой экструзивную вулканическую постройку. Эруптивная деятельность этого вулканического очага была незначительна и эпизодична, но сопровождалась активными гидротермальными процессами. Принадлежность вулканических пород, формирующих отдельные поднятия на абиссальных плитах, к различным петрогенетическим сериям, осо-16. Зак 1521 233 бенности их минералого-петрографического состава, типа и степени дифференцированности указывают не только на различные условия формирования первичных расплавов (температура, давление), но и на вещественную латеральную неоднородность мантийного субстрата.

4. На горе Крылова установлена широко развитая палыгорскитовая минерализация щелочных оливиновых базальтов и гиалокластитов, поставляющая осадочный материал для глубоководных отложений восточной части Центральной Атлантики.

Апикальные части горы Безымянной—640 сложены гидротермальными фосфатами, представленными колломорфными выделениями микрофоссилий альгобактериальных сообществ, кристаллохимическими фазами гидроксилапатита и франколита. В центральных частях гидроксилапатитовых глобул обнаружен фосфид алюминия.

5. Приведены результаты изучения Mn—Fe-окисных корок и пород субстрата горы Крылова — подводного вулкана с центральными кратером. Породы субстрата, особенно гиалокластитовые накопления, почти нацело гидротермально изменены в железистый палыгорскит. Мп—Fe-минерализация развита преимущественно в виде 1—10 см корковидных микрослоистых нарастаний на субстрате. Она представлена в нижних прослоях Fe-вернадитом и гётитом с примесью асболан-бузерита, в верхних — Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом с подчиненными количествами бернессита, асболан-бузерита и гётита.

Данные по литологии, минералогии и геохимии железомарганцевой, палыгорскитовой, фосфатной гидротермальной минерализации пород субстрата подводных поднятий, развитых по субширотной (гора Крылова) и субмеридиональной (гора Безымянная—640) системе разломов скеанической коры, свидетельствуют, что эти преобразования тесно связаны с субщелочным, слабощелочным базальтовым вулканизмом. Последний активно проявлялся с позднего мела палеогена по настоящее время. Наибольшая интенсивность гидротермальной активности (минерализации) отмечается в вершинных участках подводных поднятий. Установлено, что на ранних стадиях, когда донные участки Зеленомысской плиты располагались близ осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, в аутигенном минералообразовании преобладали гидротермальные процессы, позднее, по мере перемещения литосферной плиты к востоку, усилилась роль гидрогенных факторов.

6. Газогидрохимическое профилирование толщи морской воды позволило выявить контрастные различия температурной, динамической и окислительновосстановительной обстановок в разрезах водной толщи над горными сооружениями и абиссальными равнинами.

ЛИТЕРАТУРА

- Аникеев В.В., Волков А.А., Сапожников Ю.А. и др. Экспериментальное и теоретическое моделирование влияния кислотности на изменение форм нахождения железа и хрома при смешении речных и морских вод // Геохимия. 1986. N 9. С. 1321—1328.
- Баас Беккинг Л.Г.М., Каплан И.Р., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 11—84.
- Батурин Г.Н. Фосфорнты на дне оксанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, N 4. С. 913—916.
- Беренштейн Л.Е., Масолович Н.С., Сочеванов В.Г., Остроумов Г.В. Методологический контроль качества в аналигической работе // Методологические основы исследования химического состава пород, руд и минералов. М.: Недра, 1979. С. 23-118.
- Блисковский В.3. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 200 с.
- Блисковский В.З., Батурин Г.Н., Кузьмина Т.С. О фосфатном веществе некоторых фосфорнтов со дна океана // Литология и полез. ископаемые. 1975. N 4. C. 3—9.
- Богданова О.Ю., Сивцов А. В. Железомарганцевые седиментационные руды подводных гор (гора Атлантис, Гайот Ига-Майган, хребет Брокен) // Геология морей и океанов: Тез. докл. 7-й Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1986. Т. 3. С. 17.
- Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 197 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 258).
- Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщ. 2. Основные процессы минерало- и рудоообразования во впадине Атлантис II // Литология и полез. ископаемые. 1984. N 4. С. 11—32.
- Варенцов И.М. Изучение выщелачивания марганца при взаимодействии основных вулканических материалов с морской водой // Геология руд. месторождений. 1970. N 4. С. 93—104.

Варенцов И.М. Геохимия переходных металлов в процессе формирования железомарганцевых руд в современных бассейнах // Минеральные месторождения: МГК. XXV сес. Докл. сов. геологов // М.: Наука, 1976. С. 79—96.

- Варенцов И.М. Металлоносные осадки Северной Атлантики: Геохимия, особенности формирования // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана: МГК. ХХVI сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1980. С. 29-42.
- Варенцов И.М. Геохимическая история постюрской седиментации в Северо-Восточной Атлантике // Проблемы литологии Мирового океана: Литология и геохимия Атлант. океана. М.: Наука, 1982. С. 47—82. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 374).
- Варенцов И.М., Степанец М.И. Эксперименты по моделированию процессов выщелачивания марганца морской водой из вулканических материалов основного состава // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190, N 3. С. 679—682.
- Васильев В.К., Кашаева Г.М., Ущаповская 3.Ф. Рентгенометрический определитель минералов: Класс фосфатов. М.: Наука, 1974. 206 с.
- Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 339 с.
- Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 278 с.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесня. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Грамм-Осипов Л. М., Шульга Ю. М. Элементы марганцевого равновесня в океанической воде // Геохимия. 1980. N 8. С. 1222—1228.
- Григорьева Т.Н., Васильева А.И. Характеристика вернадита из Fe—Мп-конкреций поднятия Маркус // Рентгенография и молекулярная спектроскопия минералов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 63—68. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 610).
- Гурарий Г.З., Дъяконов В.Ф., Рябушкин П.К., Трубихин В.М. Происхождение естественной остаточной намагниченности и палеомагнетизм верхнеплиоценовых отложений Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. N 6. С. 84—94.
- Гусев В.В. Фосфатные породы на подводных горах в западной части Тихого океана // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток, 1984. С. 180—183.
- Гусев В.В., Батурин Г.Н., Плисс С.Г. Инфракрасные спектры океанских фосфоритов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283, N 3. С. 694—698.

- Дриц В.А., Александрова В.А. К вопросу о кристаллохимической природе палыгорскитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1966. Ч. 95, вып. 5. С. 551—560.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1973. 247 с.
- Дриц В.А., Соколова Т.Н., Соколова Г.В., Черкашин В.И. Структурно-кристаллохимические особенности минеральных разновидностей из группы гидроталькит-монассента // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 8. С. 76—90.
- Занин Ю.Н., Горленко В.М., Миртов Ю.В. н др. Бактерноморфные образования в желваковых и зернистых фосфоритах // Геология и геофизика. 1987. N 2. С. 43-49.
- Зеленов К.К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху(Индонезия) // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965. С. 70—79.
- Зимин С.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Смоляник А.Н. Фосфидная модель формирования апатитоносных магматических комплексов и апатитовых руд // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, N 5. С. 1192—1195.
- Зимин С.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Смоляник А.Н. О роли фосфидов в формировании апатитоносных магматических комплексов и апатитовых руд // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток, 1984. С. 3—7.
- Золотарев Б. П. Вулканические формации второго слоя океанической коры // Геология Мирового океана: МГК. XXVII сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. С. 136—146.
- Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232.
- Карасик А.М., Сочеванова Н.А. Оси палеомагнитных аномалий на акватории Мирового оксана // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 205—212.
- Когарко Л.И. Физико-химические условия формирования апатитовых месторождений Хибин // Геохимия, минералогия, петрография. М.: Наука, 1976. С. 18—24.
- Когарко Л. Н. Типоморфизм породообразующих минералов в связи с проблемой генезиса апатитовых месторождений Хибин // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 124-131.
- Когарко Л.Н.. Петрова Е.Н., Вентурелли Ж.П. Содержание фосфора в магматических расплавах // Докл. АН СССР. 1981. Т 261, N6. С. 1430—1432.
- Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия. 1978. N 9. С. 1293—1321.
- Комкова Л.А. Вулканогенные образования фосфатов // Вулканология и сейсмология. 1983. N 2. C. 44—52.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 213 с.

- Королев К.Г. Физико-химические условия замещения кальцита фторапатитом // Метасоматизм и рудообразование. М., 1974. С. 306—313.
- Коссовская А.Г. К проблеме изучения океанических базальтов // Литология и полез. ископаемые. 1982. N 4. С. 3—9.
- Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблема экстракции рудных компонентов // Там же. С. 10—31.
- Крайнов С. Р., Добровольский Е. В., Матвеева Л. И., Соломин Г.А. Геохимический анализ способности подземных вод седиментационных бассейнов к образованию доломита // Геохимия. 1986. N 9. C. 1285—1302.
- Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения: По материалам глубоковод. бурения. М.: Наука, 1986. 252 с.
- Лисицина Н.А., Дриц В.А., Соколова Г.В., Александрова В.А. Новый комплекс вторичных минералов — продуктов низкотемпературных преобразований вулканогенно-осадочных пород, залегающих на базальтах подводных гор Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. N 6. С. 20—39.
- Ломова О.С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь с щелочным вулканизмом: По материалам 2-го и 14-го рейсов б/с "Гломар Челленджер" // Там же. 1975. N 4. С. 10—27.
- Ломова О.М. Палыгорскиты и сениолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 179 с.
- Лука Ж., Прево Л. Синтез апатита: К вопросу о новой модели генезиса осадочных фосфоритов // Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984. С. 59—68.
- Мирчинк И.М., Волков А.Н., Щербаков В.С. Кобальт-марганцевые корки Мирового океана // Геология морей и океанов: Тез. докл. 7-й Всесоз. шк. мор. геологии. М., 1986. Т. 3. С. 212—213.
- Михайлов А.С. Процессы физико-химического осаждения фосфатов при образования фосфоритов // Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 28—37.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
- Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Мокин А.В. Сейсмический профиль через Центральную Атлантику // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, N 6. C. 1479—1483
- Осадочный чехол дна Мирового океана и суши: По данным сейсморазведки. М.: Наука, 1984. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).
- Патин С.А., Морозов Н.П., Романтеева А.С. и др. Микроэлементы в экосистеме Японского моря // Геохимия. 1980. N 3.- С. 423-429.
- Сапожников В.В. Использование расчетного параметра преформфосфатов для выяснения основных закономерностей распределения фосфатов и кислорода на меридиональных разрезах в Тихом и Атлантическом окегнах // Тр. ИО АН СССР. 1967. Т. 83. С. 5—19.

236

- Сапожников В.В., Чернякова А.М. Распределение и некоторые вопросы выявления экстремальных концентраций кислорода и фосфатов в Тихом океане // Там же. С. 169—176.
- Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Сафонов В.Г. О генезисе фосфоритов на подводных горах северо-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1982. N 2. C. 16-21.
- Свальнов В.Н., Матвеенков В.В. Некоторые особенности фосфатизации на подводных горах Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 10. С. 111—121.
- Стащук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 207 с.
- Стрижов В.П., Устинов В.И., Николаев С.Д., Исаева А.Б. Об условиях образования жильных фосфатов подводных гор Тихого океана по изотопным данным // Океанология. 1985. Т 25, N 1. С. 117—123.
- Тимофеев П.П., Еремеев В.В., Ратеев М.А. Палыгорскиты, сепиолиты и другие глинистые минералы в океанических осадках западного побережья Африки // Проблема литологии Мирового Океана. М.: Наука, 1982. С. 33—46.
- Франк-Каменецкий В.А., Котов И.В., Клочкова Г.Н. Фазовые превращения сепиолита и палыгорскита при разных давлениях в гидротермальных условиях // Геохимия. 1969. N 1. С. 14—21.
- Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Клочкова Г.Н. Фазовые превращения сепиолита и палыгорскита в гидротермальных условиях в присутствии хлоридов К и Na под давлением // Там же. 1970. N 11. С. 1312—1321.
- Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Клочкова Г.Н. Фазовые и структурные преобразования сепиолита и палыгорскита в гидротермальных условиях в присутствии хлоридов Са и Mg // Там же. 1972. N 10. С. 1227—1235.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 144 с.
- Хворова И.В., Воронин Б.И. О преобразовании гиалокластитов: На материале рифтовой зоны залива Таджура // Литология и полез. ископаемые. 1986. N 4. С. 53—60.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Смешанослойные минералы абсолан-бузерит и абсоланы в океанических железомарганцевых конкрециях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 5. С. 91—99.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Ермилова Л.И. н др. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана // Там же. 1981. N 4. C. 5—22.
- Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. О вернадите // Там же. 1978. N 6. С. 5—19.
- Шашкина В.П. О палыгорските из базальтов Волыни // Мчнерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1958. N 12. C. 396—405.
- Школьник Э.Л., Батурин Г.Н. О строении и происхождении фосфоритов подводных гор

Мид-Пацифик, Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1986. N 1. C. 22-26.

- Школьник Э.Л., Батурин Г.Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана // Там же. 1987. N 4. С. 30—34.
- Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Ильичева Л.В. и др. Постседиментационные преобразования океанских Fe-конкреций и корок // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 1. С. 80—88.
- Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов // Литология и полез. ископаемые. 1982. N 4. С. 32—42.
- Abbey S. Studies of "Standart samples" for use in the general analysis of silicate rocks and minerals // Geostand. Newslett. 1980. Vol. 4. P. 163-190.
- Abtahi A. Synthesis of sepiolite at room temperature from SiO₂ and MgCl₂ solution // Clay Miner. 1985. Vol. 20. P. 521-523.
- Ames L.L. Some cation substitution during the formation of phosphorite from calcite // Econ. Geol. 1960. Vol. 55. P. 354-362.
- Ames L.L. Anion metasomatic replacement reactions // Ibid. 1961. Vol. 56. P. 521-532.
- Ames L.L. (Jr.). The genesis of carbonate apatites // Econ. Geol. 1959. Vol. 54. P. 829-841.
- Aplin A.C. Rare earth element geochemistry of Central Pacific ferromanganese encrustations // Earth an Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 71, N1. P. 13-22.
- Aplin A.C., Cronan D.S. Ferromanganese oxide deposits from the Central Pacific Ocean. 1. Encrustations from the Line Islands Archipelago // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49, N 2. P. 427-436.
- Aumento F., Lawrence D.E., Plant A.G. The ferromanganese pavement on San Pablo Seamount. Ottawa. 1968. 30 p. (Geol. Surv. Canada Pap.; N G8-32).
- Balistrieri L.S., Murray J.W. The surface chemistry of δ-MnO₂ in major ion seawater // Geochim. et cosmochim. acta. 1982a. Vol. 46, P. 1041-1052.
- Balistrieri L.S., Murray J.W. The adsorption of Cu, Pb, Zn and Cd on goethite from major ion seawater // Ibid. 1982b. Vol. 46. P. 1253-1265.
- Batiza R., Fornari D.J., Vanko D.A., Lonsdale P. Craters' calderas and hyaloclastites on Young Pacific Seamounts // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 10. P. 8371-8390.
- Berge J.W. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite // Econ. Geol. 1972. Vol. 67, N 6. P. 824-827.
- Berger W.H., Rad U. von. Cretaceous and cenozoic sediments from the Atlantic Ocean // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1972. Vol. 14. P. 787-954.
- Bischoff J.L., Seyfried W.E. (Jr.). Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278. P. 838-860.
- Boekschoten G.F., Buurman P., Van Reeuwijk L.P. Zeolites and palygorskite as weathering products of pillow lava in Curacao // Geol. en mijnbouw. 1983. Vol. 62, N 3. P. 409-415.
- Bolton B.R., Exon N.F., Hamilton T. et al. A hydrothermal manganese deposit from the Manus Island region of the South-West Pacific // Sediments down-under: XII Intern. sedimentol. congr., Can-

berra, Australia, 24-30 Aug., 1986: Abstracts. Canberra, 1986. P. 33.

- Bonatti E., Joensuu O. Palygorskite form Atlantic deep sea sediments // Amer. Miner. 1968. Vol. 53. P. 975-983.
- Bowers T.S., Taylor H.P. (Jr.). An integrated chemical and stable-isotope model of the origin of midocean ridge hot spring systems // J. Geophys. Res. B. 1985. Vol. 90. N 14. P. 12583-12606.
- Bowers T.S., Von Damm K.L., Edmond J.M. Chemical evolution of mid-ocean hot springs // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49. P. 2239-2252.
- Carlisle D. Pillow breccias and aquagene tuffs, Quadra Island // Brit. Columbia J. Geol. 1963. Vol. 71. P. 48-71.
- Carlo E., McMurty G., Kim K. Geochemistry of ferromanganese crust from Hawaiian Archipelago. 1. Northern survey areas // Deep-Sea Res. 1987. Vol. 34, N 3. P. 441-467.
- Christ C.L., Hathaway J.C., Hostetler F.B., Shephard A.O. Palygorskite: new X-ray data // Amer. Miner. 1969. Vol 54. P. 196-205.
- Christ C.L., Hostetler P.B., Siebert R.M. Studies in the system MgO—SiO₂—CO₂—H₂O. The activity-product constant of sepiolite // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273. P. 65—83.
- Clauer N., Stille P., Bonnot-Courtoist C., Moore W.S. Nd-Sr isotopic and REE constraints on the genesis of hydrothermal manganese crust in the Galapagos // Nature. 1984. Vol. 311, N 5988. P. 743-745.
- Commeau R.F., Clark A., Johnson C. et al. Ferromanganese crust resource in the Pacific and Atlantic Oceans // Oceans 84, conf. rec., Wash. (D.C.), 10-12 Sept. 1984. N.Y., 1984. Vol. 1. P. 421-430.
- Corliss J.B. The origin of metal-bearing submarine solutions // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 8128-8138.
- Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I. et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift // Science. 1979. Vol. 203. P. 1973.
- Corliss J.B., Lyle M., Dymond J., Crane K. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 12-24.
- Craig H. A scavenging model for trace elements in the deep sea // Ibid. 1974. Vol. 23. P. 149-159.
- Cronan D.S. Manganese nodules and others ferromanganese oxide deposits // Chemical oceanography. 2nd ed. Acad. press. 1976. Vol. 5. P. 217-263.
- Cronan D.C., Glasby G.P., Moorby S.A. et al. A submarine hydrothermal manganese deposits from the South-West Pacific Island Arc // Nature. 1982. Vol. 298. P. 456-458.
- Crovisier J.L., Thomassin J.H., Noack J. et al. Experimental alteration of basaltic glasses by sea-water at 80-90°C // Hydroxycarbonates formation and their evolutions: Proc. E.V.G. Strassbourg, 1983.
- Dannis E.H., Pimm A.C. et al. Site reports leg 14 Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1972. Vol. 14. P. 15-178.

- De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G. Rare earth distributions with positive Ce anomaly in the western North Atlantic Ocean // Nature. 1983. Vol. 301. P. 324-327.
- De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G., Bruland K.W. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans // Geochim. et cosmochim. acta. 1985a. Vol. 49, N 9. P. 1943-1959.
- De Baar H.J.W., Brewer P.G., Bacon M.P. Anomalies in rare earth distributions in seawater: Gd and Tb // Ibid. 1985b. Vol. 49, N 9. P. 1961-1969.
- Detrick R.S., Honnorez J., Adamson A.S. et al. Forages dans la dorsale medio-Atlantique: résultats préliminaires du Leg 106 du Joides-Resolution (Ocean Drilling Program) // C.r. Acad. sci. B. 1986. Vol. 303, N 7. P. 597-602.
- Donnelly T.W., Merrill L. The scavenging of magnesium and other chemical species by biogenic opal in deep-sea sediments // Chem. Geol. 1977. Vol. 19. P. 167-186.
- Dymond J., Corliss J.B., Heath G.R. et al. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 3355-3372.
- Edmond J.M. The chemistry of the 350°C hot springs at 21°N on the East Pacific Rise // Eos. 1980. Vol. 61. P. 992.
- Edmond J.M., Measures C., McDuff R.E. et al. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of major and minor elements in the ocean: the Galapagos data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 46. P. 1-18.
- Edmond J.M., Von Damm K.L., McDuff R.E., Measures C.I. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersial review // Nature. 1982. Vol. 297, N 5863. P. 187-191.
- Eggleton R.A. Formation of iddingsite rims on olivine: a transmission electron microscope stude // Clays and Clay Miner. 1984. Vol. 32, N 1. P. 1-11.
- Elderfield H. Authigenic silicate minerals and the magnesium budget in the oceans // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1977. Vol. 286. P. 273-281.
- Elderfield H., Greaves M.J. Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 55. P. 163-170.
- Elderfield H., Greaves M.J. The rare earth elements in seawater // Nature. 1982. Vol. 296. P. 214-218.
- Elderfield H., Hawesworth C.J., Greaves M.J., Calvert S.E. Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45. P. 513-528.
- Fleet A.J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earths // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 313-373.
- Furnes H., Sturt B.A. Beach/shallow marine hyaloclastite deposits and their geological significance — an example from Gran Canaria // J. Geol. 1976. Vol. 84, N 4. P. 439-453.
- Garrels R.M., Mackenzie F.T. Origin of chemical composition of some springs and lakes // Equilibrium concepts in natural water systems. Wash.

238

(D.C.), 1967. P. 222-242. (Adv. Chem. Ser.; Vol. 67).

- Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Mar. Micropaleontol. 1977. Vol. 2. P. 1-25.
- Guyet: geological considerations // Ibid. 1985. Vol. 69, N 1/2. P. 25-54.
- Halbach P., Puteanus D. The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from Central Pacific Seamount Areas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68. P. 73-87.
- Haskin M.A., Haskin L.A. Rare earths in European shales: a redetermination // Science. 1966. Vol. 154, N 3748. P. 507-509.
- Haskin L.A., Wildeman T.R., Frey F.A. et al. Rare earths in sediments // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71, N 24. P. 6091-6105.
- Hathaway J.C., Sachs P.L. Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic Ridge // Amer. Miner. 1965. Vol. 50. P. 852--867.
- Hayes D.E., Pimm A.C., Beckmann J.P., Benson W.E. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1972. Vol. 14. 975 p.
- Haymon R.M., Kastner M. Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: preliminary description of mineralogy and genesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53. P. 363-381.
- Haymon R.M., Kastner M. Caminite: A new magnesium-hydroxide-sulphate-hydrate mineral found in a submarine hydrothermal deposit, East Pacific Rise, 21°N // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 5/6. P. 819-825.
- Healy T.W., Herring A.P., Fuerstenau D.W. The effect of crystal structure and the surface properties of a series of manganese oxides // J. Colloid and Interface Sci. 1966. Vol. 21. P. 435-444.
- Hein J.R., Manheim F.T., Schwab C., Davis A.S. Ferromanganese crusts from Necker Ridge, Horizon Guyot and S.P. Lee Guyot: geological considerations // Mar. Geol. 1985. Vol. 69, N 1/2. P. 25-54.
- Hochella M.F. (Jr.), Keefer K.D., De Jong B.H.W.S. The crystal chemistry of a naturally occurring magnesium hydroxide sulfate, a precipitate of heated seawater // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol. 47. P. 2053-2058.
- Honnorez J. Sur l'origine des hyaloclastites // Bull. Soc. Belge géol. 1961. Vol. 70. P. 407-412.
- Honnorez J., Kirst P. Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discrimination hyaloclastite from hyalotuffs // Bull. Volcanol. 1975(76). Vol. 39, N 3. P. 441-465.
- Humphris S.E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42. P. 107-125.
- Humphris S.E., Thompson G. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // Ibid. P. 127-130.
 J. Amer. Chem. Sci. 1960. Vol. 82. 1537 p.
- Janecky D.R., Seyfried W.E. (Jr.) Experimental peridotite-seawater interaction at 200° C and 300° C: chemical exchange and kinetics of serpentine mineral formation // Proc. 3rd Intern. symp.

water-rock interaction. Edmonton, 1980. P. 173.

- Janecky D.R., Seyfried W.E. (Jr.). Solubility and composition of magnesium hydroxy sulfate hydrate // Eos. 1980. Vol. 61. P. 1148.
- Janecky D.R., Seyfried W.E. (Jr.) Calalated seawater hydrothermal fluid mixing model for 21°N, E.P.R. and Galapagos hydrothermal fluids / Ibid. 1981. Vol. 62. P. 1067.
- Janecky D.R., Seyfried W.E. (Jr.). The solubility of magnesium-hydroxide-sulfate hydrate in seawater at elevated temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1983. Vol. 283. P. 831-860.
- Keefer K.B., Hochella M.F. (Jr.), De Jong B.H.W. The structure of the magnesium-hydroxide-sulfatehydrate MgSO₄ · 1/3 Mg(OH)₂ · 1/3H₂O // Acta crystallogr. B. 1981, Vol. 37, P. 1003-1006.
- Klinkhammer G.P., Elderfield H., Hudson A. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents // Nature. 1983. Vol. 305. P. 185-188.
- Klinkhammer G.P., Rona P., Greaves M., Elderfield H. Hydrothermal manganese plumes in the Mid-Atlantic Ridge rift valley // Ibid. 1985. Vol. 314, N 6013. P. 727-731.
- Lalou C., Thompson G., Rona P.A. et al. Chronology of selected hydrothermal Mn oxide deposits from the transatlantic geotraverse "TAG" area, Mid-Atlantic Ridge 26° N // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50, N 8. P. 1737-1743.
- Lancelot J., Seibold E. et al. Site reports leg 14 Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1978. Vol. 14. P. 163-326.
- Leinen M., Stakes D. Metal accumulation rates in the Central Equatorial Pacific during Cenozoic time // Bull. Geol. Soc. Amer. 1979. Vol. 90, pt 1. P. 357-375.
- Li Y.H. Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45. P. 1659-1664.
- Loganathan P., Burau R.G. Sorption of heavy metals by hydrous manganese oxide // Ibid. 1973. Vol. 37. P. 1277-1293.
- Manheim F.T., Gulbrandsen R.A. Marine phosphorites. Chap. 6 // Marine minerals. Wash. (D.C.): Miner. Soc. Amer., 1979. P. 151-173. (Miner. Soc. Amer. Shortcourse Notes; Vol. 6).
- Martini E. Standart tertiary and quaternary calcareous annoplankton zonation // Proc. II Planktonic Conf. Roma, 1970. P. 739-785.
- McArthur J.M. Francolite geochemistry-compositional controls during formation, diagenesis, metamorphism and weathering // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49, N 1. P. 23-35.
- McBirney A.R. Factors governing the nature of submarine volcanism // Bull. Volcanol. 1963. Vol. 26. P. 455-469.
- McClellan G.H. Mineralogy of carbonate-flourapatite // J. Geol. Soc. 1980. Vol. 137. P. 675-681.
- McConnell D. Apatite: Its crystal chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences // Applied mineralogy, Technische Mineralogie. Wien; N.Y.: Springer, 1973. Vol. 5. 111 p.
- McKelvey V.E., Wright N.A., Bowen R.W. Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules // Geological Survey Circular 239

- Michard A., Albaréde F., Michard G. et al. Rareearth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N) // Nature. 1983. Vol. 303, N 5920. P. 795-797.
- Migdisov A.A., Gradusov B.P., Bredanova N.V. et al. Major and minor elements in hydrothermal and pelagic sediments of the Galapagos mounds area, Leg 70, Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1983. Vol. 70. P. 277-295.
- Mitchell-Thome R.C. Geology of the Middle Atlantic Islands. Borntaeger, 1976. 385 p.
- Morgan J.J., Stumm W. Colloid chemical properties of manganese dioxide, // J. Colloid and Interface Sci. 1964. Vol. 19. P. 347-359.
- Morten L., Landini F., Bocchi G. et al. Fe-Mn crusts from the southern Tyrrhenian Sea // Chem. Geol. 1980. Vol. 28. P. 261-278.
- Mottl M.J. Metabasalts, axial hot springs, and structure of hydrothermal systems of mid-ocean ridges // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. N 2. P. 161-180
- Mottl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 1. Experimental results from major and minor components of seawater // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42. P. 1103-1125.
- Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 2. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species // Ibid. 1979. Vol. 45. P. 868-884.
- Mottl M.J., Sevfried W.E. (Jr.). Sub-seafloor hydrothermal systems: Rock-vs, seawater dominated // Seafloor spreading centers: Hydrothermal systems. Strousburg: Dowden, Hutchinson and Ross, 1980. P. 66-83. (Benchmark pap. geol.; Vol. 56).
- Mampton F.A., Roy R. New data on sepiolite and attapulgite // Clay and Clay Miner. 1958. Vol. 566. P. 136-143.
- Murray J.W. The surface chemistry of hydrous manganese dioxide // J. Colloid and Interface Sci. 1974. Vol. 46. P. 357-371.
- Najash A. Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: an experimental investigation // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 53. P. 205-226.
- Palmer M.R. Rare earth elements in foraminifera // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73. P. 285-298.
- Palmer M.R., Elderfield H. Rare earth elements and neodymium isotopes in ferromanganese oxide coatings of Cenozoic foraminifera from the Atlantic Ocean // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50, N 3. P. 409-417.
- Peterson M.N.A., Edgar N.T., Von der Borch C.C., Rex R.W. Cruisse leg summary and discussion // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1970. Vol. 2. P. 413-430.
- Piper D.Z. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38. P. 1007-1022.
- Piper D.Z., Graef P.A. Gold and rare earth elements in sediments from the East Pacific Rise // Marine Geol. 1974. Vol. 17. P. 287-297.

- 886. Alexandria: U.S. Geological Survey, 1983. 55 p. Rex R.W. X-ray mineralogical studies Leg 2 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1970. Vol. 2. P. 329-346.
 - Ridout P.S., Carpenter M.S.N., Morris R.J. Analysis of a metalliferous encrustation from a seamount in the Gulf of Guinea // Chem. Geol. 1984. Vol. 42. P. 219-225.
 - Rittman A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart: Enke, 1960. 335 S.
 - Robins E. Accumulation of fossil fuels and metallic minerals on active and ancient rift lakes // Tectonophysics. 1983. Vol. 94, N 1/4. P. 633-658.
 - Ruhlin D.E., Owen R.M. The rare earth element geochemistry of hydrothermal sediments from East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50, N 3. P. 393-400.
 - Seyfried W.E. (Jr.), Bischoff J.L. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater-basalt ratio // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 34. P. 71-78.
 - Seyfried W.E. (Jr.), Bischoff J.L. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C and 500 bars: chemical exchange, secondary mineral formation and implication for the transport of heavy metals // Geochim. et cosmochim. acta, 1981. Vol. 45. P. 309-321.
 - Seyfried W.E. (Jr.), Dibble W.E. (Jr.) Seawaterperidotite interaction, and experimental study at 300°C, 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites // Ibid. 1980. Vol. 44. P. 309-321.
 - Seyfried W.E. (Jr.), Shanks W.C. (III), Dibble W.E. (Jr.). Clay mineral formation in DSDP Leg 34 basalt // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 265-276.
 - Seyfried W.E., Janecky D.R. Heavy metal and sulfur transport during subcritical and supercritical hydrothermal alteration of basalt: influence of fluid pressure and basalt composition and crystallinity // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49. P. 2545-2560.
 - Simpson D.R. Substitution in apatite. 2. Low temperature fluoride-hydroxil apatite // Amer. Miner. 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 1953-1964.
 - Spiess F.N., MacDonald K.C., Atwater T. et al. East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments // Science. 1980. Vol. 207. P. 1421.
 - Styrt M.M., Brackmann A.J., Holland H.D. et al. The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21°N latitude // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. P. 382-390.
 - Tannicliffe V., Botros M., De Burgh M.E. et al. Hydrothermal vents of Explorer Ridge, Northeast Pacific // Deep-Sea Res. A. 1986. Vol. 33. P. 401-412.
 - Tazieff G. Sur le mécanisme des éruption basaltiques sous-marines à faibles profondeurs et la génèse d'hyaloclastite associée // Geol. Rdsch. 1968. Bd. 57. S. 955-963.
 - Tazieff G. About deep-sea volcanism // Ibid. 1972. Bd. 61. S. 470-480.
 - Thomassin J.H., Touray J.C. Un minéral de néoformation précocelors de l'interaction entre ver res volcaniques et eau de mer: l'hydrotalcite //

Acter du colloque "Croissance, dissolution et déformation de carbonates". Bordeaux, 1980. P. 429-438.

- Thomassin J.H., Touray J.C. L'hydrotalcite, un hydroxylcarbonate tranitoire précocement formé lors l'interaction verre basaltique — eau de mer // Bull. miner. 1982. Vol. 105, N 3. P. 312-319.
- Thompson G. Hydrothermal fluxes in the ocean // Chemical oceanography. L. etc.: Acad. press, 1983. Vol. 8. P. 271-337.
- Toth J.R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 91, pt 1. P. 44-54.
- Tunnicliffe V., Botros M., De Burgh M. et al. Hydrothermal vents of Explorer Ridge, Northeast Pacific // Deep-Sea Res. A. 1986. Vol. 33. P. 401-412.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72, N 2. P. 175-190.
- Turner D.R., Whitfield M., Dickson A.G. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25°C and 1 atm. pressure // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. Vol. 45. P. 855-881.
- Varentsov I.M., Bakova N.V., Dikov Yu.P. et al. Synthesis of Mn, Fe, Ni, Co oxide-hydroxide phases on manganese oxides on the model for transition metal ore formation in recent basins // Acta miner.-petrogr. Szeged. 1979. Vol. 24/1. P. 63-90.
- Varentsov I.M., Dikov Yu.P., Bakova N.V. The study of Fe—Mn ore formation in recent basins: experiments on the synthesis of Mn, Fe, Ni, Co hydroxide phases on iron hydroxides (y FeOOH)// Geology and geochemistry of manganese. Budapest, 1980. Vol. 3. P. 91—104.
- Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A. et al. Hydrothermal deposits of the Galapagos Rift Zone, Leg 70: Mineralogy and geochemistry of major

components // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1983. Vol. 70. P. 235-268.

- Von Damm K.L., Edmond J.M. Chemistry of the hydrothermal solution at 21°N on the East Pacific Rise // Eos. 1981. Vol. 62. P. 913.
- Von Damm K.L., Edmond J.M., Measures C.I., Grant B. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guayamas Basin, Gulf of California // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. P. 2221-2237.
- Von der Borch C.C., Lock D.E., Schwebel D. Groundwater formation of dolomite in the Coorong Region of South Australia // Geology. 1975. Vol. 45. P. 283-285.
- Von Rad U., Rosch H. Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1972. Vol. 14. P. 727-739.
- Waterman L.S., Sayles F.L., Manheim F.T. Interstitial water studies on small core samples, Leg 14 // Ibid. P. 753-762.
- Weaver C.E., Beck K.C. Miocene of the S.E. United States: a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment // Sediment. Geol. 1977. Vol. 17, N 1/2: Spec. Iss. P. 1-234.
- Weaver Ch.E., Pollard L.D. The chemistry of clay minerals. Amsterdam, Elsevier, 1973. 213 p.
- Whitfield M., Turner D.R. Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean — a comment // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46. P. 1989—1992.
- Whitfield M., Turner D.R. Chemical periodicity and speciation and cycling of the elements // Trace metal in Sea water. N.Y. etc.: Plenum press, 1983. P. 719-750.
- Willians C.A., Verhoef J., Collette B.J. Magnetic analysis of somelrge seamounts in the North Atlantic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 63, N 3. P. 399-407.
- Wolery T.J., Sleep N.H. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges // J. Geol. 1976. Vol. 84. P. 249-275.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица І

Шлифы, иллюстрирующие вторичные изменения трахибазальтов горы Круизер, ×150 Образцы: a — z-1, b — z-5, e — z-3, г — z-3; ИД — иддингсит; СМ — смектит; КШ — калишпат

Таблица II

Шлифы базальтов, ×120

а, б — структура (а) и пористость (б) породы обр. z-55 (поры белые); в, г — структура (в) и пористость (г) породы обр. z-69

Таблица III

Сканнрующий электронно-микроскопический снимок почти полностью раскристаллизованных базальтов обр. z-55

а — смектит; б — палыгорскит

Таблица IV

Сканирующий электронно-микроскопический снимок гиалокластита

а, б — палыгорскит, развитый по вулканическому стеклу (а) и смектиту (б)

Таблица V

Электронно-микроскопический снимок частиц палыгорскита (суспензия) и их энергодисперсионные спектры

a — палыгорскит гиалокластитов, a' — его спектр; δ — палыгорскит из абиссальных осадков, δ' — его спектр

Таблица VI

Шлифы фосфатизированной карбонатной брекчии (фосфорит), ×120

Таблица VII

Энергодисперсионные спектры (a) и электронно-микроскопические снимки фосфатных выделений ($6 - \times 200$, $e - \times 2000$)

Таблица VIII

Электронно-микроскопический снимок двухступенчатой реплики с фосфатной микрофоссилией кокколитофорид, ×1200 (a); сканирующий снимок микрофоссилий альгобактериального мата, ×200 (b); гексагональные кристаллы гидроксилапатита на поверхности трубчатых микрофоссилий, ×5000 (e)

Таблица IX

Электронно-микроскопические снимки реплик с фосфатных глобул (а — ×12000, б — ×18000)

Таблицы Х, ХІ

Распределение элементов в корке гидроокислов Мп, Fe (главным образом вернадит, в меньшей мере рентгеноаморфные гидроокислы Fe). Микрофотографии, снятые под сканирующим микрозондом. Обр. 1-18-Д-54-а-1 (табл. Х), обр. 1-18-Д-54-а-2 (табл. ХІ), гора Крылова

242

Таблицы XII-XV

Корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe (вернадит, в меньшей мере рентгеноаморфные гидроокислы Fe). Микрофотографии, снятые под сканирующим электронным микроскопом. Обр. 1-18-Д-54-а, гора Крылова

Таблица XII

а—*г* — снимки с возрастающим увеличением: *а*, *б* — микроглобулярное строение поверхности слоя корки гидроокислов Mn, Fe, концентрически-слоистое скорлуповатое строение собственно глобулей, *в*, *г* — микрозернистая структура одного из концентрических слоев микроглобули

Таблица XIII

а. 6 — микроглобулярное строение поверхности слоя корки гидроокислов Mn, Fe, неправильнополигональная форма отдельности, обусловленная дегидратацией, уплотнением гидроокисного материала; е. г — негативные глобулярные отпечатки на поверхности одного из микрослоев гидроокисной корки; g — неясно микрослоистое листоватое с элементами зернистости строение элементарной глобули

Таблица XIV

Таблица XV

Снимки с возрастающим увеличением. *а*, *б* — микрозернистое строение поверхности глобулей со скорлуповатой отдельностью; *в* — *д* — концентрически микрослоистое строение глобулей в поперечном сколе корки гидроокислов Mn, Fe

Таблицы XVI-XXI

Палыгорскит, развитый по глубоко гидротермально переработанному гиалокластиту щелочного базальтового состава. Микрофотографии, снятые под сканирующим электронным микроскопом. Обр. 1-18-Д-54-ж, гора Крылова

Таблица XVI

a — развитие палыгорскита по измененным стекловатым реликтам, в верхней части сросток измененного цеолита; δ — нарастание игольчато-волокнистых кристаллитов палыгорскита по измененному материалу гиалокластитов; e, e — снимки с возрастающим увеличением, спутанно-волокнистая масса палыгорскитовых кристаллитов по гиалокластитам (реликтовая частица в центре фото e); ∂ , e — снимки с возрастающим увеличением, чешуйчато-слоистое смектитоподобное вещество начальных стадий изменения гиалокластита с развитием по нему редких кристаллитов палыгорскита

Таблица XVII

а-в — снимки с возрастающим увеличением, начальная стадия изменения стекловатого вещества в неясно чешуйчато-волокнистый смектитоподобный материал с развитием по нему игольчатых кристаллитов палыгорскита (см. фото в); г, д — агрегат игольчатых кристаллитов палыгорскита по гналокластитовому субстрату; е — развитие игольчатых кристаллов палыгорскита непосредственно по реликту гиалокластита

Таблица XVIII

Снимки с возрастающим увеличением. *а*, *б* — листовато-чешуйчатые агрегаты смектитоподобного состава, развивающиеся по стеклу, и изменение их в игольчатые кристаллиты палыгорскита; *в*—*е* — игольчато-волокнистые кристаллы палыгорскита, развивающиеся по измененному гиалокластитовому материалу

Таблица XIX

Снимки с возрастающим увеличением. a-e — нарастание пористого агрегата палыгорскитовых кристаллитов по листовато-чешуйчатым продуктам смектитоподобного состава изменения гналогластитового материала, в центре (см. фото *a*) гнездовидного углубления находится кристалл цеолита; *d*, *e* — развитие игольчатых кристаллитов палыгорскита по стеклу

Таблица XX

a — волокнисто-игольчатые кристаллиты палыгорскита, формирующиеся по измененному гналокластиту; δ — реликт фрагмента стекла в ворсистой палыгорскитовой массе; $s - \partial$ — снимки с возрастающим увеличением, замещение гиалокластита агрегатом волокнисто-игольчатых кристаллитов палыгорскита

Таблица XXI

а-е снимки с возрастающим увеличением, материал микропрожилка в массе глубокопреобразованного в палыгорскит гиалокластитового вещества, микропрослоек выполнен агрегатом чешуйчатоволокнисто-игольчатых кристаллитов палыгорскита, развивающихся по неясно листоватым выделениям; г — войлокоподобный агрегат игольчато-волокнистых кристаллитов палыгорскитовой массы, вмещающей микропрожилок, развит по глубокоизмененному стеклу

Таблицы XXII-XXIV

Корковидные нарастания гидроокислов Mn, Fe (вернадит, в меньшей мере рентгеноаморфные гидроокислы Fe). Микрофотографии, снятые под сканирующим электронным микроскопом. Обр. 1-34-Д-115-а, гора Безымянная—640

Таблица XXII

Снимки с возрастающим увеличением. *а*, *б* — неясно слоистые ступенчатые нарастания гидроокислов Mn; *в*—*д* — рост кристаллитов апатита на стенках каналовидной каверны в раскристаллизованной массе гидроокислов Mn

Таблица XXIII

a — кристаллиты апатита, растущие на поверхности каналовидной микрокаверны, в массе корки гидроокислов Fe, Mn; δ — раскристаллизация тончайшего микрослоя вернадита в игольчатые кристаллы; a — микрослоистая текстура корки гидроокислов Mn и Fe и участками кавернозности и глобулярного строения; c — неясно микрослоистая текстура корки гидроокислов Mn и Fe; δ — участок интенсивного развития микрокавернозности — пористости в неяснослоистой массе корки гидроокислов Mn и Fe; e — остатки кокколитов и участок глобулярности строения корки гидроокислов Mn, Fe

Таблица XXIV

а — массивная неясно выраженная микрослоистая текстура корки гидроокислов Mn, Fe; *б* — раскристаллизация в игольчатые кристаллы микрослоистого нарастания гидроокислов Mn, Fe; *в* — участок глобулярного строения Fe—Mn-корки и остатки кокколитов

оглавление

Предисловие	3
Часть первая	
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	
Глава первая	
Структурно-тектоническая позиция района исследований (Б.П. Золотарев, А.В. Ильин, В.И. Па- дучих, О.А. Шмидт)	4
Глава вторая	
Исследование рельефа подводных гор Восточной Атлантики (А.В. Ильин)	10
Глава третья	
Непрерывное сейсмическое профилирование (В.И. Падучих)	32
Глава четвертая	
Литолого-петрографическое описание фактического материала (В.А. Ерощев-Шак, Б.П. Золота- рев, И.И. Бебешев)	53
Часть вторая	
ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	
Глава первая	
Стратнграфия по наинопланктону и палеомагматизм донных осадков Восточной Атлантики (Л.А. Головина, С.В. Шипунов, Н.Г. Музылев, О.А. Шмидт) Глава вторая	76
Гранулометрический и минеральный состав осадков (В.А. Ерощев-Шак, А.Я. Данильченко)	89
Глава третья	
Вулканизм подводных гор Круизер и Крылова и гидротермальные изменения слагающих их пород (Б.П. Золотарев, В.А. Ерощев-Шак, В.А. Гуцаки, А.А. Рихтер)	95
Глава четвертая	
Фосфорнты подводной горы Безымянной—640 (В.А. Ерощев-Щак, Б.П. Золотарев, И.И. Бебешев, В.А. Гуцаки)	111
Глава пятая	
Полигон подводной горы Крылова: Fe—Мп-корки и гидротермальные изменения пород субстрата (палыгорскитизация), минералогия, геохимия процессов (И.М. Варенцов, В.А. Ерощев-Шак, Б.П. Зо- лотарев, И.И. Бебешев)	115
Глава шестая	
Полигон подводной горы Безымянной — 640: Fe — Мл-корки и гидротермальные изменения пород субстрата (фосфатизация), минералогия, геохимия процессов (И.М. Варенцов, И.И. Бебешев, Б.П. Золотарев, В.А. Ерощев-Шак)	150
Глава сельмая	
Мп-Fe-гидроокисные корки подводной горы Крылова: геохимия редкоземельных элементов, генезис (И.М. Варенцов, В.А. Дриц, А.И. Горшков)	194
Глава восьмая	
Газогндрогеохнинческие исследования (В.И. Дворов, Д.Б. Богатырев, Т.А. Прилуцкая)	209
Выводы	233
Литература	. 235
Объяснения к таблицам	242

CONTENTS

Foreword	3
Part one	
GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL RESEARCHS	
Chapter one	
Structural and tectonic position of the research's region (B.P. Zolotarev, A.V. Ilyin, V.I. Paduchikh,	
O.A. Shmidt)	4
Chapter two	
Research of the East Atlantic Seamounts relief (A.V. Ilyin)	10
Chapter three	
Continuous seismic profiling research (V.I. Paduchikh)	32
Chapter four	
Lithological and petrographic description of the data obtained (V.A. Eroshchev-Shak, B.P. Zolotarev, I.I. Bebeshev)	53
Part two	
LITHOLOGICAL AND GEOCHEMICAL RESEARCHS	
Chapter one	
Stratigraphy by nannoplankton and paleomagnetism of the East Atlantic sediments (L.A. Golovina, S.V. Shipunov, N.G. Musylev, O.A. Shmidt)	76
Chapter two	
Granulametric and mineralogic composition of sediments (V A Frashchev-Shak A Ya Danil'chenka)	89
	•
Volcanism of the Kruiser and Krylov Seamounts and hydrothermal alterations in the constituent rocks (B.P. Zolotarev, V.A. Eroshchev-Shak, V.A. Gutsaki, A.A. Rikhter)	95
Chapter four	
Phosphorites of the Bezymyannaya—640 Seamount (V.A. Eroshchev-Shak, B.P. Zolotarev, I.I. Be- beshev, V.A. Gutsaki)	111
Chapter five	
The polygon of the Krylov Seamount: Fe—Mn-crusts and hydrothermal alterations in substratum rocks (palygorskitization), mineralogy, geochemistry prosess (I.M. Varentsov, V.A. Eroshchev-Shak, B.P. Zolotarev, I.I. Bebeshev)	115
Chanter six	
The polygon of the Bezymyannaya—640 Seamount: Fe—Mn-crusts and hydrothermal alterations in substratium rocks (phosphatization), mineralogy, geochemistry process (<i>I.M. Varentsov, I.I. Bebeshev</i> , <i>B.P. Zolotarev, V.A. Fraskehev</i> , Skak)	150
	150
Chapter seven	
Min—re-nyaroxide crusis of the Krylov Seamount: geochemistry of rare earth elements, genesis (I.M. Varentsov, V.A. Drits, A.I. Gorshkov)	194
Chapter eight	
Gas and hydrogeochemistry researchs (V.I. Dvorov, D.B. Bogatyrev, T.A. Prilutskaya)	209
Summary	233
References	235
Commentaries to Tables	242
Commentaires to Lawics	£72

Научное издание

Бебешев Иван Ильнч, Золотарев Борис Петрович, Ерощев-Шак Вадим Александрович и др.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ И ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОСАДКИ ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Труды, вып. 436

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Художественный редактор И.Ю. Нестерова Технический редактор Н.М. Бурова Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 39817

Подписано к печати 14.06.89. Т — 00406 Формат $70 \times 100^{1}/_{16}$. Бумага офсетная N I Гарнитура Таймс. Печать офсетная Усл.печ.л. 20,2+2,0 вкл. Усл.кр.-отт. 22,5 Уч.-изд.л. 24,9. Тираж 600 экз. Тип.зак. 1521. Цена 5р. 10к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-линия, 12



ISSN 0002-3272. Тр. ГИН АН СССР. 1989. Вып. 436.1-248

.